Met.
0.
42.

LEHRBUCH

DER

KLIMATOLOGIE

MIT BESONDERER RÜCKSICHT

AUF LAND- UND FORSTWIRTHSCHAFT.

VON

Dr. JOS. R. LORENZ

MINISTERIALRATH IM K. K. ACKERBAUMINISTERIUM IN WIEN

UND

Dr. C. ROTHE

K. K. GYMNASIAL-PROFESSOR IN WIEN.

MIT EINEM EINLEITENDEN VORWORTE VON HERRN GEH. REGIERUNGSRATH PROFESSOR H. W. DOVE.

MIT 14 LITHOGRAPHISCHEN TAFELN UND 48 HOLZSCHNITTEN.

WIEN, 1874.

WILHELM BRAUMÜLLER

K. K. HOF- UND UNIVERSITÄTSBUCHHÄNDLER.

BIBLIOTHECA
CIVITATIS
BABENBERGENSIS

Vorwort

vom Herrn geh. Regierungsrath Professor **H. W. Dove.**

Der nachweisbare Einfluss der Witterungsverhältnisse auf die Entwicklung des organischen Lebens, und als Folge desselben auf die Verbreitung der Pflanzen und Thiere auf der Oberfläche der Erde, hat immer mehr die Ueberzeugung befestigt, dass die Fortschritte der Meteorologie nicht allein dem Seemann durch nähere Kenntniss der Luftbewegungen zugute kommen, sondern durch ihre Ergebnisse überhaupt auch dem Landwirth und Forstmann.

Obgleich die stets bewegte Atmosphäre in ihren allgemeinen Veränderungen den Einflüssen unterliegt, welche sowohl die feste als die flüssige Grundfläche auf sie ausüben, so sind doch die Kenntniss der Temperatur in ihren periodischen und nicht periodischen Veränderungen, der Menge des Niederschlages und der Zeit seines Eintritts, der Bedingungen für die Heiterkeit oder Trübung des Himmels, für den Landwirth und Forstmann näher liegende Momente als für den Seemann, für welchen Anzeigen zu erwartender Windrichtung und Eintreten von Sturm zunächst von der grössten Bedeutung sind.

Es ist daher als eine erfreuliche Erscheinung zu begrüssen, dass neben meteorologischen Anstalten und Veröffentlichungen, welche die Interessen der Marine vorzugsweise ins Auge fassen, in neuerer Zeit auch meteorologische Beobachtungsanstalten gegründet sind und Werke veröffentlicht werden, welche den Bedürfnissen der Landwirthe und Forstmänner vornehmlich zu entsprechen suchen.

Ein solches Werk ist das hier vorliegende.

Der bekannte Verfasser der „Physikalischen Verhältnisse des quarnerischen Golfs“ hat in demselben von Neuem gezeigt, in wie anschaulicher Weise er solche Darstellungen zu geben weiss. Der klimatologische Theil, aus dem ich manche Belehrung geschöpft habe, zeichnet sich durch Originalität aus, und speciell im klimatographischen Theile erscheint mir als besonders anerkennenswerth die eingehende Behandlung noch weniger allgemein bekannter österreichischer Verhältnisse.

Dove.

Vorbemerkungen des Verfassers.

Die Zahl und der Werth solcher Daten, welche zum Ausbaue der Klimatologie geeignet sind, hat in den letzten Jahren derart zugenommen, dass auch die besten bisher in deutscher Sprache erschienenen Lehrbücher der Klimatologie, die übrigens sämmtlich älteren Datums sind, nicht mehr ohne radicale Umarbeitung ihrem Zwecke entsprechen dürften. Die lebhafte Ueberzeugung von der Wichtigkeit und Entwicklungsfähigkeit dieses Faches, dann die leitende Idee, dass die meteorischen Erscheinungen sowie die klimatischen Verhältnisse in einer bisher noch wenig gekannten Ausdehnung und Consequenz auf die Luftströmungen zurückzuführen sind, haben mir den Muth gegeben, auf Grundlage fünfzehnjähriger Vorstudien und Beobachtungen an die Verfassung dieses Lehrbuches zu gehen, dessen specifischer Charakter in der versuchten Durchführung der eben angedeuteten Idee bestehen soll. Es war zwar ursprünglich, sowohl mit Rücksicht auf das vorhandene Bedürfniss als auf meine eigene Neigung, nur ein Lehrbuch der Klimatologie im engeren Sinne, wobei die Meteorologie vorausgesetzt und daher nicht abgehandelt werden sollte, beabsichtigt; didaktische Erwägungen aber haben es doch räthlich erscheinen lassen, wenigstens einen kurzen Abriss der Meteorologie vorauszuschicken und in diesem vorwiegend die für die Klimalehre wichtigeren Sätze zu behandeln. So hat dieses Buch zwei Hauptabtheilungen erhalten, deren erste nach vorausgeschickter orientirender Einleitung die einzelnen klimatischen Elemente behandelt (Meteorologie), während die zweite sich mit den als „Klima" bezeichneten Collectiv-Erscheinungen beschäftigt (Klimatologie mit Klimatographie).

Da während der Bearbeitung meine amtlichen Geschäfte an Umfang und Intensität sehr zunahmen, suchte ich, nachdem ich die Einleitung, den Abschnitt über das Licht und den Eingang des Abschnittes über die Wärme ausgearbeitet, einen Mitarbeiter zu gewinnen, der die Verfassung

der noch fehlenden Abschnitte des meteorologischen Theiles in meinem Sinne übernähme, und fand hiezu Herrn Professor Dr. Rothe, der sich bereits mit einer ähnlichen Idee beschäftigte, bereit, aus dessen Feder unter gegenseitigem Einvernehmen die meteorologischen Abschnitte über Wärme, Kreislauf des Wassers, Statik und Dynamik der Luft herrühren, während der zweite Theil des Buches, der das Klima behandelt, von mir verfasst wurde. Auch hier schloss sich mir ergänzend der Mitredacteur der österreichischen meteorologischen Zeitschrift, Herr Dr. Jul. Hann an, welchen ich ersuchte, den letzten Abschnitt der Klimatographie, nämlich das Klima der aussereuropäischen Welttheile, zu bearbeiten, da weder ich noch sonst jemand für diesen Abschnitt eines Lehrbuches etwas wesentlich anderes hätte thun können, als Hann's treffliche, seit Jahren in der österreichischen Zeitschrift für Meteorologie niedergelegte klimatographische Fragmente aus allen Welttheilen redactorisch zusammenzufügen, was doch am besten dem Autor dieser Vorarbeiten selbst überlassen wird.

Durch die Zuvorkommenheit meines verehrten Freundes Professors Dr. Ebermayer wurde ich in die Lage gesetzt, schon während der Drucklegung seines eben erschienenen Werkes: „Die physikalischen Einwirkungen des Waldes auf Luft und Boden“ aus den einzelnen Aushängebogen werthvolle Daten zu schöpfen.

Der Gefälligkeit des Herrn Directors der k. k. Centralanstalt für Meteorologie in Wien, Herrn Hofrathes Dr. C. Jelinek, verdanke ich die nach dem neuesten Stande zusammengestellten zahlreichen Mittel und Extreme von österreichisch-ungarischen Stationen.

Ueber den Inhalt und die von der Verlagshandlung mit bekannter Liberalität ausgestatteten graphischen Beigaben ist es Sache der Kritik, und nicht des Autors, sich weiter auszusprechen; nur zur vorläufigen Verständigung mit dem Leser sei es gestattet, noch einige Bemerkungen hier vorauszuschicken.

Ist es schon überhaupt nicht die Aufgabe eines Lehrbuches, die Wissenschaft durch neue Entdeckungen und Lehrsätze zu bereichern, so kann insbesondere vom meteorologischen Abschnitte dieses Buches, welcher hier bloss als vorbereitende Einleitung für den zweiten Abschnitt dienen soll, und der Angesichts der schon vorhandenen Lehrbücher dieses Faches für sich allein von uns nicht verfasst worden wäre, nicht Originalität aller

Daten erwartet werden; doch haben wir den aus älteren Lehrbüchern und Originalien, insbesondere aus Schmids Meteorologie (mit desssen specieller Erlaubniss) entlehnten Belegen nicht wenige neue hinzufügen können, welche aus bisher weniger verwertheten Originalarbeiten österreichischer Meteorologen, wie Kreil, Jelinek, Hann, Reslhuber, Simony, Kerner, Hunfalvy, Schenzel und der beiden Autoren selbst entnommen sind.

Etwas mehr Wagniss bezüglich eigener Auffassung des Lehrstoffes musste der Verfasser der klimatologischen Abtheilung übernehmen, da des schon früher Vorhandenen weniger sich vorfand. Diese Abtheilung des Werkes wird voraussichtlich vorwiegend von Interessenten der Land- und Forstwirthschaft kritisch durchgegangen werden, welche vielleicht eine noch reichlichere Anwendung der Lehrsätze auf praktische Fälle im Gebiete der Bodencultur wünschen könnten. Dergleichen Anwendungen könnten zweierlei Art sein: auf die einzelnen Species von Nutzpflanzen oder Culturen, oder auf einzelne Gegenden. Im ersteren Falle ist es Sache des rationellen Pflanzenbaues, sich der von der Klimatologie dargebotenen Daten zu bedienen und sie zur Natur der einzelnen Gewächse in Beziehung zu setzen; im zweiten Falle könnte man in eine noch weitere Unterabtheilung der klimatischen Gebiete und in die Anführung der localen Eigenthümlichkeiten letzter Ordnung nicht eingehen, ohne die Grenzen der bekannten Daten ebenso wie jene eines Lehrbuches weit zu überschreiten. Was aber in einem Lehrbuche dieses Faches geleistet werden kann und soll, ist die Weckung des Verständnisses für die Rolle, welche jedes klimatische Element bezüglich des Pflanzenbaues spielt, sowie für alle Modificatoren des Klimas, auf die es in der Praxis ankommen kann — eines Verständnisses, mittels dessen sich der Leser auf eigene Füsse stellen und in gegebenen Fällen zurechtfinden kann, ohne klimatologischer Recepte zu bedürfen; und in dieser Beziehung glauben wir sowohl im meteorologischen als im klimatologischen Abschnitte hinter billigen Anforderungen nicht zurückgeblieben zu sein.

Wien, im September 1873.

Dr. Jos. R. Lorenz
Ministerialrath im Ackerbauministerium.

Inhalt.

Seite

I. EINLEITUNG . 1

II. DIE KLIMATISCHEN ELEMENTE

A. Licht.

Allgemeines über die Natur des Lichtes 9

Beziehungen zwischen Sonnenlicht und Atmosphäre 11

Wirkung des atmosphärischen Lichtes auf die Pflanzen 21

B. Wärme.

Allgemeines über die Natur der Wärme 27

Wärmeverhältnisse des Festbodens.

Einfluss der Wärmestrahlung auf die Temperaturverhältnisse des Bodens . 34

Vertheilung der Wärme im Festboden 39

Gang der Wärme im Festboden 42

Wärmeverhältnisse der Gewässer.

Physikalisches Verhalten des Wassers zur Wärme überhaupt 45

Temperatur der Binnengewässer und Flüsse 46

Temperatur des Meerwassers 48

Wärmeverhältnisse der Atmosphäre.

Allgemeiner Ueberblick . 54

Zeitliche Aenderungen der Luftwärme

1. Täglicher Gang . 55

2. Jährlicher Gang . 58

Räumliche Aenderungen der Luftwärme.

1. Veränderungen durch die Erhebung vom Boden 62

2. Wärmeänderungen veranlasst durch die geographische Breite 67

Nichtperiodische Aenderungen in der Luftwärme 78

Einfluss der Wärme auf die Pflanzenwelt 85

Wirkung der Wärme auf die Entwicklung der Pflanze 86

Keimen der Samen . 87

Beginn der Vegetation . 89

Wärmebedürfniss der einzelnen Entwicklungsperioden 93

Einfluss der geographischen Lage und der Seehöhe auf die Entwicklungsperioden . 94

Wirkung der Temperaturextreme 96

Seite
Schädliche Wirkung der Hitze 97
Schädliche Wirkung des Frostes 97
Einfluss der Wärme auf die Vertheilung der Gewächse 99
Rückwirkung der Vegetation auf die Wärme 101

C. Kreislauf des Wassers. 103
Verdunstung . 104
Luftfeuchtigkeit . 109
Periodisches Schwanken der Luftfeuchtigkeit 110
Niederschläge.
Thau und Reif, Beschlag, Rauhfrost und Glatteis 119
Nebel und Wolken . 121
Bedeckung des Himmels . 126
Einfluss des Mondes auf die Bewölkung 130
Regen und Schnee . 130
Regenmenge in verschiedenen Höhen über dem Boden 133
Regenmenge in verschiedenen Meereshöhen 133
Einfluss der geographischen Lage auf die Regenmenge 134
Zeitliche Vertheilung der Regenmenge 135
Einfluss der Mondphasen auf die Niederschläge 141
Schneegrenze . 143
Gletscher . 145
Hagel und Graupeln . 147
Elektrische Erscheinungen 149
Ozon . 154
Bewegung des Wassers in der Erde 156
Quellen . 158
Flüsse . 161
Das Meer . 163
Einfluss des Wassers auf die organische Welt 165
Einfluss der Vegetation auf den Kreislauf des Wassers . . . 169

D. Statik und Dynamik der Luft.
Allgemeiner Ueberblick.
Luftdruck.
Zeitliche Aenderungen des Luftdruckes 172
Tägliche Periode . 173
Jährliche Periode . 176
Mittlerer Luftdruck . 180
Barometrische Höhenmessungen 181
Reduction des Barometerstandes auf das Niveau des Meeres 185
Zusammenhang des Barometerstandes mit anderen Erscheinungen 186
Einfluss des Luftdruckes auf die Organismen 189
Einfluss des Luftdruckes auf das Wasser 190
Luftströmungen.
Allgemeines über die Entstehung derselben 190
Aequatorial- und Polarwinde 191
Ablenkung der Aequatorial- und Polarwinde durch die Rotation der Erde . . 192

Seite

Winde und Calmen der Tropen 193
Die Passate 193
Die Monsune 194
Winde der gemässigten Zonen 195
Land- und Seewinde 197
Morgen- und Abendwinde im Gebirge 198
Einwirkung der Aequatorial- und Polarströmung auf einander 198
Bestimmung der mittleren Windrichtung 199
Windstärke 200
Scala für Beurtheilung der Windstärke 201
Periodische Aenderungen des Windes 202
Nichtperiodische Aenderungen des Windes 203
Einfluss des Windes auf die Temperatur 210
Einfluss des Windes auf den Kreislauf des Wassers 216
Einfluss des Windes auf den Luftdruck 217
Einfluss des Windes auf die organische Welt 220

III. DAS KLIMA

Beziehungen zwischen Witterungstypen und Klima 222
Klimatische Zonen 224
Klimatische Modificatoren innerhalb der Zonen.
Erläuterung des Begriffes klimatischer Modificatoren 230
Klimatische Modificatoren erster Ordnung 231
Grösse des Welttheiles 231
Gestalt des Welttheiles 235
Combinirte Wirkung der Grösse und Gestalt auf die beiden Hauptcontinente unserer Erde 236
Nachbarschaft von Meeresströmungen 238
Klimatische Modificatoren zweiter Ordnung.
Uebersicht derselben 242
Bodengestaltung.
Ebene und Wellenland 243
Berge und Gebirge 245
Eigenthümlichkeiten der freien Gipfel 245
Eigenthümlichkeiten der Wolkenregion 247
Zeitweise Umkehrung der normalen Wärmeabnahme in der Höhe 249
Eigenthümlichkeiten der Bergwände und Bergreihen 250
Eigenthümlichkeiten der Plateau-Lagen 254
Einfluss der Massenhaftigkeit eines Gebirges 256
Einfluss der Exposition 256
Einfluss der Thalsenkungen 261
Zusammenfassung der im Gebirge wirksamen klimatischen Eigenthümlichkeiten
a) Gibt es ein Klima des Gebirges als eines Ganzen? 263
b) Klima freier Höhen 265
c) Klima der Thäler 267
Einfluss der Gebirge auf das Klima ihrer Umgebung 268
Die Luftströmungen als Vermittler dieses Einflusses 268
Vom Gebirge veränderte Winde 269

Seite
Vom Gebirge ausgehende Winde 271
Gesammtwirkung der Bergwinde auf das Klima der Umgebung 275
Wasserflächen 276
Vegetationsdecke des Bodens
Allgemeine Bemerkungen hierüber 279
Gras- und Krautvegetation 280
Wald 283
Waldboden 283
Stämme und Aeste 285
Baumkronen 287
Gesammtwirkung des Waldbodens, der Holztheile und Kronen auf die Luftcirculation 288
Abänderung von Luftströmungen im Walde 289
Numerische Daten über das Waldklima
Numerische Daten über den Gang der Lufttemperatur im Walde, verglichen mit jener im Freien 291
Numerische Daten über die Feuchtigkeitsverhältnisse im Walde 295
Numerische Daten über die Niederschläge in und ausser dem Walde . 299
Hauptcharakter des Klimas im Walde 300
Einfluss des Waldes auf das Klima seiner Umgebung 300
Kann durch Bewaldung oder Entwaldung das Klima verändert werden? 303
Klimatische Modificatoren dritter Ordnung 304
Einflüsse des Standortes selbst.
Elevation und Exposition 304
Bodenbeschaffenheit 308
Einflüsse der Nachbarschaft 309

Klimatographie.

Klimatische Gebiete 312
Auswahl der Stationen für klimatographische Zwecke 316
Charakterisirung der Klimate durch Mittelwerthe.
Vieljährige oder Normalmittel 318
Perioden, auf welche sich die Mittelwerthe beziehen sollen 319
Welche Mittelwerthe sollen in die klimatographischen Schilderungen einbezogen werden? 327
Methode der klimatographischen Darstellung der einzelnen Elemente . . 328
Luftströmungen —
Temperatur 333
Atmische Verhältnisse 338
Condensationsformen 339

Klimatographische Uebersicht von Europa.
Klimatische Provinzen Europas.
A. In der Zone der Aequinoctialregen.
I. Die mediterrane Provinz 343
II. Die südliche oceanische Provinz 350
B. In der Zone der Sommerregen 353
III. Die nördliche oceanische Provinz —
IV. Die baltische Provinz 358

Seite

V. Die pontische Provinz . 360
VI. Die subarktische Provinz 366
VII. Klimatische Gebirgsinseln 370

Klimatographie von Mitteleuropa.

Allgemeine Uebersicht . 374
Gang des Klimas in Mittel-Europa nach den Jahreszeiten 376

Klimatische Gebiete Deutschlands.

Allgemeine Gliederung . 384
Der germanische Kreis . 385
Der hercynische Kreis . 392
Der alpine Kreis . 398
Der bojoarische Kreis . 399
Der sarmatische Kreis . 401

Klimatische Gebiete Oesterreich-Ungarns.

Uebersicht . 404
In der Zone der Aequinoctialregen.
A. Innerhalb der mediterranen Provinz.
1. Adriatischer Bezirk oder Karstgebiet 404
2. Tridentinischer Bezirk oder Gebiet der Südalpen 426
In der Zone der Sommerregen.
B. Grenzgebiete der oceanischen und der baltischen Provinz.
a) Hercynisches Gebiet in Oesterreich.
3. Bezirk des Böhmerwaldes 427
4. Bezirk der böhmisch-mährischen Randgebirge 428
5. Das böhmische Binnenbecken 430
b) Alpines Gebiet in Oesterreich.
6. Die Central- und die Nordkette der Alpen 431
7. Das nördliche Vorland der Alpen 438
8. Das östliche Vorland der Alpen 441
C. Innerhalb der pontischen Provinz.
9. Die Karpaten . 443
10. Der sarmatische Bezirk . 446
11. Die ungarische Tiefebene —
12. Das siebenbürgische Binnenland 451

Klimatographische Uebersicht der aussereuropäischen Welttheile 452

1. Amerika.
a) Nordamerika . 453
b) Südamerika . 463
2. Asien . 465
3. Australien . 474
4. Afrika . 479

Berichtigung.

Seite 26. Zeile 5 von unten, anstatt 6 soll es heissen: 60.

I.

EINLEITUNG.

Unter Klima verstehen wir den durchschnittlichen Gang der Wirkungen, welche durch den jeweiligen Stand der Erde zur Sonne in unserer Atmosphäre hervorgebracht und durch locale Einflüsse der Erdoberfläche vielfach abgeändert werden. Da diese Wirkungen wieder von grossem Einflusse auf die Erdoberfläche und deren Bewohner sind, und nach Zonen, Höhenlagen und Bodenverhältnissen wechseln, pflegt man vom Klima der verschiedenen Erdstriche, Länder, Gebirge, Ebenen u. s. w. zu sprechen, obgleich der Schauplatz der klimatischen Erscheinungen eigentlich nicht die Erde, sondern die Lufthülle derselben ist.

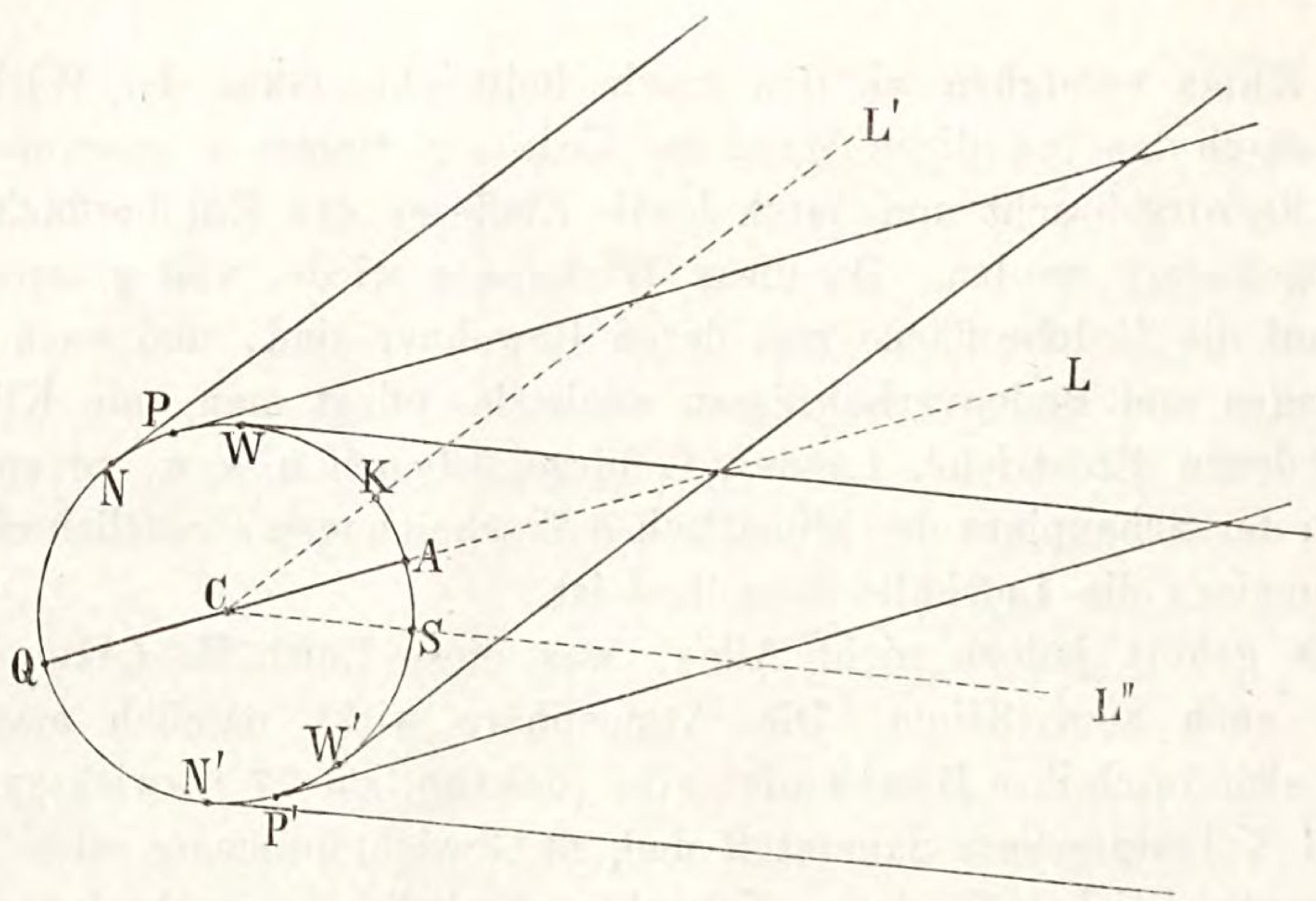
Es gehört jedoch nicht Alles, was diese Lufthülle (Atmosphäre) angeht, auch zum Klima. Die Atmosphäre wirkt nämlich erstens an und für sich durch ihre Bestandtheile (bekanntlich 77 Gewichtsprocente oder 79 Volumprocente Sauerstoff und 23 Gewichtsprocente oder 21 Volumprocente Stickstoff, dann Nebenbestandtheile in wechselnden Mengen, wie Wasserdampf, Kohlensäure, Ammoniak, Salpetersäure und zufällige mechanische Beimengungen wie Staub etc.); sie wirkt aber auch durch die wechselnden Zustände, in welche sie von dem oben angedeuteten Verhältnisse zwischen Sonne und Erde versetzt wird. Nur die Wirkungen der letzteren Art gehören in die Klimatologie; jene der ersteren Art werden in der Atmosphärologie behandelt, welche sich mit der Zusammensetzung der Atmosphäre und deren chemischen und physikalischen Eigenschaften beschäftiget. Die Hauptpunkte dieser Lehre, welche sich übrigens im Wesentlichen nur auf Anwendungen des Kapitels von den Gasen aus der Physik reducirt, werden hier als bekannt vorausgesetzt.

Wie die Stellung der Erde zur Sonne sich in Folge der täglichen Erddrehung (Rotation) und des jährlichen Umganges um die Sonne (Revolution) periodisch ändert, ist aus der physikalischen Geographie zu entnehmen. Aus derselben sollen hier nur einige Hauptsätze hervorgehoben werden, soweit sie zur Einleitung in die Klimatologie gehören und

zugleich die richtige Auffassungsweise des Gegenstandes für die Zwecke der Klimatologie vorbereiten.

Wenn eine Quelle strahlender Wärme in sehr grosser Entfernung, also wie ein Punkt, einer Kugel gegenübersteht, so kann in jeder möglichen gegenseitigen Stellung nicht mehr und nicht weniger als eine Hälfte der Kugel zu gleicher Zeit von jener Wärmequelle aus bestrahlt werden; die grössere Sonne ist nun zwar nicht weit genug entfernt, um sich gegen die kleinere Erde bloss als leuchtender Punkt zu verhalten; aber es ist immerhin beiläufig richtig, wenn wir uns immer nur eine Hälfte der Erdkugel bestrahlt denken *).

Fig. 1.



PP′ die beiden Pole; AQ Aequator; K ein Punkt am Wendekreis des Krebses; S ein Punkt am Wendekreis des Steinbockes; W ein Punkt des nördlichen Polarkreises; W′ ein Punkt des südlichen Polarkreises.

Bei dem Umlaufe der Erde um die Sonne kommt bekanntlich die letztere nicht nach und nach über allen Orten der Erde senkrecht zu stehen, sondern nur über jenen Punkten, welche bis $23^1/_2{}^0$ nördlich und $23^1/_2{}^0$ südlich vom Aequator, also innerhalb eines Gürtels von 47 Breitegraden rings um die Erde liegen. Sie trifft also bei ihrem südlichsten Stande (von der Erde aus gesehen in der Richtung nach L′′) als äussersten Punkt auf der südlichen Halbkugel nur mehr den Punkt S (und alle auf dem gleichen Parallelkreise liegenden) senkrecht, d. h. in der Richtung L′′SC und ihre schiefen Strahlen reichen in dieser Stellung,

*) Strenge genommen bestrahlt die Sonne, weil sie einen grösseren Durchmesser hat als die Erde, 0·500231 der Erdoberfläche, und die Breite des Ringes, welcher in Folge dessen auf der von der Sonne abgewendeten Hälfte noch wirksame Strahlen empfängt, beträgt 8·7 geographische Meilen.

die sie am 21. December einnimmt, bis W und N'. Da nun zu beiden Seiten jenes Parallelkreises, über dem eben die Sonne senkrecht steht, bis auf etwa 10—15 Grad die Wärmewirkung der Sonne wegen sehr steilen Einfallens der Strahlen und langdauernder Besonnung eine besonders starke ist, liegt zu dieser Zeit um den Parallelkreis des Punktes S ein etwa 25 Grade breiter Hitzegürtel; entfernter von demselben werden die Wirkungen der Sonne immer schwächer; auf der Nordhälfte der Erde treffen die letzten Strahlen nur den Punkt W und die auf demselben Parallelkreise WN (Polarkreis) gelegenen Orte. Polwärts von diesem Kreise herrscht zu dieser Zeit stete Finsterniss. Der Südpol P' hingegen und seine Umgebung bis zum südlichen Polarkreise W' N' hat um dieselbe Zeit beständigen Tag.

Da man die Zeit, zu welcher die Sonne über einer Gegend die höchste, dort überhaupt jährlich vorkommende Stellung einnimmt, den Sommer dieser Gegend, die entgegengesetzte aber den Winter nennt, so ist die eben angedeutete Stellung gegen L'' hin, senkrecht über S'', die Sommerstellung der Sonne für die südliche, und zugleich die Winterstellung für die nördliche Halbkugel.

Nach dieser Stellung kommt die Sonne Tag für Tag näher dem Aequator, ihren Hitzegürtel mit sich weiterführend; dabei verliert die südpolare Gegend täglich mehr an Bestrahlung, während dieselbe über den nördlichen Polarkreis hinaus mehr und mehr wirksam wird. Diess ist die Zeit, wo am Südpol der Sommer, am Nordpol der Winter zu Ende geht.

Am 21. März steht die Sonne in der Richtung L über dem Aequator (A) senkrecht; beide Pole werden noch von den äussersten schiefen Strahlen tangirt, aber nur mehr so, dass die Sonne, am Horizont herumgehend, nicht aufsteigt; diess ist die Herbststellung für die südliche, die Frühlingsstellung für die nördliche Halbkugel.

Aus dieser Lage schreitet die Sonne dann weiter bis in die Richtung K L' über dem Punkte K (am nördlichen Wendekreise, oder Wendekreise des Krebses); der Hitzegürtel liegt nunmehr auf der nördlichen Hemisphäre; die nördliche Polargegend hat jetzt ihren beständigen Tag und die nördliche Halbkugel ihren Sommer, — die südliche ihren Winter, der Südpol seine beständige Nacht.

Von K geht die scheinbare Reise der Sonne wieder rückschreitend nach A (Herbst der nördlichen, Frühling der südlichen Hemisphäre) und S, von wo wir unsere Betrachtung begonnen haben.

Da die Sonne in ihrer wechselnden Stellung zur Erde jährlich den Bogen L' L'' zweimal (aufsteigend nach L' und absteigend nach L'') durchläuft, so kommt sie über allen zwischen S und K gelegenen Punkten

zweimal im Jahre senkrecht zu stehen: alle diese Gegenden haben also zwei Sommer und folglich auch zwei Winter, oder, weil es daselbst einen Winter nach unseren Begriffen nicht gibt, besser gesagt zwei Maxima und zwei Minima der Sonnenhöhe, und vier mittlere Sonnenstände, also zwei Herbste und zwei Frühlinge; in der Nähe der Wendekreise fallen die zwei Sommer (Maxima) so nahe aneinander, dass sie eine einzige längere Sommerperiode ausmachen, während ebenso die zwei Winter (Minima) in einander fliessen.

Alle anderen Zonen der Erde haben jede der vier Jahreszeiten nur einmal, aber den Sommer desto kürzer, den Winter desto länger, je näher sie am Pole liegen.

Nach diesem Schema lässt sich ermessen, wie einfach und regelmässig die klimatischen Erscheinungen erfolgen würden, wenn die Erde eine glatte trockene Kugel mit trockener Atmosphäre wäre; ja, es liesse sich genau berechnen, wie viel Wärmeeinheiten jeder Punkt der Erdoberfläche an jedem beliebigen Tage des Jahres nothwendig von der Sonne erhalten müsse, und jeder Jahrestag müsste dem gleichnamigen aller andern Jahre gleichen.

Dieser ideale klimatische Zustand ist es, den man das mathematische Klima nennt; diesem nähert sich auch das wirkliche Klima mehr oder weniger; es erreicht aber diese Gleichmässigkeit nicht, und kann sie nicht erreichen, weil der Wassergehalt der Luft, die Vertheilung von Land und Wasser, die Unebenheiten der Erdoberfläche, die Verschiedenheit ihrer Bedeckung, die kalten und warmen Meeresströmungen, die noch unberechenbaren Einflüsse der Eruptionen in den vulkanischen Gegenden, — Wirkungen hervorbringen, welche die Gleichmässigkeit des mathematischen Klimas theils constant, theils in ungleichen Zeitabschnitten durchkreuzen.

Das durch alle diese Einflüsse in Combination mit dem mathematischen oder solaren Klima in jeder Gegend der Erde hervorgebrachte Klima nennt man das physische.

Dasselbe trägt für jede Zone jeder Hemisphäre, für jeden Continent im Gegensatze zu dem Meere, überhaupt für jeden grösseren natürlich begrenzten Abschnitt der Erde seinen in grossen Zügen nachweisbaren eigenthümlichen Charakter.

Aber auch in kleineren Kreisen und in untergeordneten Beziehungen, die übrigens für das organische Leben, für die Pflanzenproduktion insbesondere, von wesentlichem Einflusse sind, machen sich häufig Unterschiede des Klimas bemerkbar, die man als locale bezeichnet. Man kann also von Zonenklima, Längen- und Breitenklima, Land- und Seeklima, von Regions- oder Elevationsklima — und ebenso von Localklimaten

verschiedener Ordnungen oder Abstufungen (z. B. Plateauxklima, Gehängeklima, Thalklima oder speciell: Klima der Centralalpen, des Wiener Beckens etc.) sprechen.

Die Gestalt, in welcher an einem Orte die atmosphärischen Erscheinungen zu irgend einem einzelnen Zeitpunkte auftreten, nennt man das Wetter und den etwa längere Zeit hindurch anhaltenden Typus des Wetters die Witterung.

Diese Gestalt ist bekanntlich in einigen Gegenden der Erde eine sehr gleichmässige und leicht im Vorhinein bestimmbare, in anderen sehr wechselvoll und unberechenbar.

Da wir es hier zunächst mit Klima und Wetter von Mitteleuropa zu thun haben, wird vorläufig auch nur in allgemeinen Umrissen dasjenige angeführt, wodurch die klimatischen Eigenthümlichkeiten und insbesondere die wechselvollen Witterungserscheinungen dieser unserer Gegenden hauptsächlich begründet werden.

Aus der Physik im Allgemeinen und der Atmosphärologie insbesondere ist bekannt, dass, wenn an einer Stelle der Luft eine Verdünnung erfolgt, die umgebende dichtere Luft nach jener Stelle abströmt, um das Gleichgewicht der Spannung herzustellen.

In der Atmosphäre werden hauptsächlich auf zweifache Weise solche Verdünnungen herbeigeführt: durch die Erhitzung, welche alle Gase und so auch die Luft ausdehnt und leichter macht, soferne sie Raum zur Ausdehnung haben; dann die Entziehung grösserer Mengen von Wasserdampf aus der Atmosphäre durch Niederschläge (Regengüsse).

Diese beiden Erscheinungen treten aber innerhalb der ganzen Atmosphäre am stetigsten und reichlichsten in der tropischen Zone und namentlich in dem jeweiligen Hitzegürtel auf. Da auf dieser rings um die Erde beiderseits vom Aequator, bald mehr nördlich, bald mehr südlich liegenden Zone, mehr als an jeder anderen, die Strahlen der Sonne wirksam sind, müssen sie dort auch am wirksamsten die Luft verdünnen, sie dadurch in die Höhe steigen machen, wobei überdiess grosse Mengen von Wasserdampf aus dem Meere mitgeführt werden, die, in der kälteren Höhenregion angelangt, sich rasch condensiren und als Platzregen herunterfallen.

Nach diesem Erdgürtel also, den die am meisten verdünnte Luft umgibt, muss die dichtere, weil minder erwärmte Luft der höheren Breiten abströmen; er saugt (aspirirt) gleichsam die Luft der polwärts gelegenen Gegenden an sich. Die hiedurch entstandene Luftströmung nennt man die Polarströmung oder den Passat.

Da ihr Motiv, nämlich der auszufüllende Raum in der warmen Zone, gegen den Aequator hin liegt, muss sie auch in der Nähe der Tropen am entschiedensten längs der Erdoberfläche hinziehen, um in

den ebenfalls zunächst an der Erdoberfläche gelegenen, am meisten luftverdünnten Raum einzudringen. Hinter der jeweilig in diesen Raum eindringenden Luftmasse wird wieder Raum für weiter nachfolgende Luftmassen, und so erstreckt sich die saugende (aspirirende) Wirkung der wärmeren Zone allmälig rückwärts bis in die Gegenden um den Pol (ob bis an den Pol selbst ist fraglich, übrigens für unsere Zwecke nicht entscheidend).

Dieses Abströmen der Luft aus höheren Breiten regulirt sich jedoch nicht genau so, dass gerade nur der Abgang in der warmen Zone ersetzt wird; sondern nach dem Gesetze der Trägheit geht dieser Strom, wie jeder andere, wenn einmal eingeleitet, über sein Ziel hinaus; es strömt wenigstens zeitweise mehr Luft aus den höheren Breiten weg, als zu jenem Ersatze nöthig wäre, so dass nun gegen den Pol hin (von woher ringsum nach allen Punkten der Aequatorialgegend Luft requirirt wird) ein Abgang an Luft, ein luftverdünnter Raum entsteht. Dieser zieht die aus der warmen Zone aufgestiegene Luft, die in der Höhe kälter und dichter geworden ist und sich über den Passatstrom ausgebreitet hat, zum Ersatz an sich hernieder.

Diese obere, vom Wärmegürtel gegen die Pole gerichtete Strömung nennt man den Gegenpassat, Antipassat, oder die Aequatorialströmung. Sie bringt feuchtere und verhältnissmässig warme Luft nach den höheren Breiten, während der Passat frischere Luft nach der Wärmeregion führt.

In Mitteleuropa hat jede dieser beiden Strömungen beiläufig die Hälfte ihres Weges zurückgelegt und unterwegs schon viel von ihren ursprünglichen Eigenschaften eingebüsst. Die Polarluft ist hier nicht mehr so kalt und dicht, dass sie durchaus nur an der Oberfläche des Erdbodens dahinkriechen müsste; die Aequatorialluft besitzt nicht mehr eine solche verdünnende Wärme, dass sie nur in den oberen Regionen schweben müsste.

Die Aequatorialströmung insbesondere ist in den mittleren Breiten genöthigt, zur Erdoberfläche herunterzusteigen, weil vermöge der Kugelgestalt der Erde und ihrer Lufthülle in höheren Breiten die Meridiane näher zusammenrücken, der anfangs breite Strom also immer schmäler und seitlich gedrängter werden muss, wobei die Luftmassen, denen der Raum nach der Breite beschränkt wird, mehr nach unten gegen die Erdoberfläche sich drängen. Die Polarströmung umgekehrt ist durch die Verbreiterung ihrer Bahn veranlasst, sich in Arme zu theilen, zwischen denen um so leichter der Aequatorialstrom eindringen kann.

Eine oder die andere dieser beiden Strömungen herrscht wohl immer zunächst um uns, wenn auch nicht immer als entschiedener Wind fühlbar; die entgegengesetzte aber zieht entweder seitwärts oder über der ersteren; und diejenige, in welcher wir uns eben befinden, bestimmt

hauptsächlich, ob wir Passatwetter (im Winter trocken und kalt, im Sommer trocken und je nach Geschwindigkeit kühl oder warm) — oder ob wir Aequatorialwetter (feucht und verhältnissmässig warm) haben.

Die Eigenschaften der beiden Hauptströmungen der Atmosphäre erleiden übrigens noch mancherlei Abstufungen, je nachdem sie auf ihrem Wege durch die berührten Gebirge, Gewässer, bewaldete oder kahle Flächen u. s. w. beeinflusst werden. Ja, jene beiden klimatischen Hauptmächte gestatten auch, wenn sie eben in minder entschiedener Bewegung begriffen sind, dass unter ihnen allerlei locale untergeordnete Luftströmungen sich aufmachen, die aus den im kleineren Massstabe angelegten, aber sonst ganz analogen Gegensätzen von kälteren und wärmeren Nachbarn — z. B. Bergen einerseits, Ebenen andererseits; oder Wasser einerseits, Land andererseits u. s. w. — hervorgehen.

Von diesen Luftströmungen oder Winden verschiedener Abkunft und verschiedener Mächtigkeit hängen nun hauptsächlich die einzelnen Witterungserscheinungen ab; denn sie bringen jene Eigenschaften, die ihnen von der Art und dem Orte der Entstehung, sowie von der Natur des zurückgelegten Weges ertheilt wurden, auch dorthin, wohin sie wehen, und regieren innerhalb jener nur ganz allgemeinen Grenzen, welche durch die astronomische oder solare Natur der Jahreszeiten gezogen sind, die Witterung.

In der That bewirkt die jeweilige Stellung der Sonne nur im Allgemeinen, dass es eine Zeit gibt, zu welcher die Temperaturen nahe um das locale Maximum herum schwanken, d. h. Sommer; und eine andere Zeit, zu welcher umgekehrt die Temperaturen sich nicht weit vom localen Minimum zu entfernen pflegen — (Winter); endlich, dass es Uebergangszeiten von Sommer in Winter und umgekehrt gibt.

Sicher ist nur, dass es zur Zeit des höchsten Sonnenstandes im Jahre nie so kalt ist, wie zur Zeit des tiefsten und umgekehrt; sowie, dass die Uebergangszeiten des Frühlings und Herbstes die Mitte halten. Alles andere aber, was innerhalb dieses ganz allgemeinen Schemas an Witterungserscheinungen vorgeht, wird weit mehr durch die Luftströmungen als durch den Stand der Sonne bedingt.

So z. B. tritt häufig Ende November oder im December feuchtwarme Witterung ein und dauert Wochen lang, während die Sonne immer tiefer sinkt, und daher das mathematische Klima eine stete Zunahme der Kälte bedingen würde; nichts als die Herrschaft einer aus niederen Breiten kommenden Luftströmung ist die Ursache davon.

Umgekehrt beginnt nicht selten erst im Jänner, oder selbst Februar, wo die Sonne schon bedeutend steigt, und bei rein mathematischem Klima die Wärme steigen müsste, eine stärkere und andauerndere Kälte, als sie im December war; auch hier liegt der Grund in dem Einfallen einer

anderen Luftströmung, nämlich einer von den höheren Breiten herkommenden.

Oft verwandelt sich zu jeder Jahreszeit das früher trockene kühle Wetter bei der Nacht, also in Abwesenheit der Insolation, in warme feuchte Witterung; ebenso oft wechselt bei hellem sommerlichen Sonnenschein die Wärme plötzlich mit schneidender Kühle, als ob die Sonne gar nicht da wäre, bloss durch den Einfluss einer kalten Luftströmung. Jeder Beobachter wird sich an zahlreiche Fälle dieser Art erinnern.

Also nur wenn man die klimatischen Erscheinungen in ihrer naturgemässen Abhängigkeit von den Luftströmungen auffasst, ist man auf dem Wege, sie richtig zu verstehen und zu praktisch verwerthbaren Erfahrungen zu gelangen. Ja, man kann mit Recht sagen: die Winde machen nicht nur das Wetter, sondern sie selbst sind das Wetter; wir haben z. B. trockene, warme, feuchte, kalte, ruhige, stürmische Witterung, wenn wir uns in einer trockenen, warmen, oder in einer feuchten, kalten, in einer wenig bewegten oder in einer rasch fliessenden Luftströmung befinden.

Was uns Sonne und Luftströmungen bringen, die Witterungserscheinungen nämlich und das aus diesen resultirende Klima, lässt sich in mehrere Elemente auflösen, die zwar in Wirklichkeit nie abgesondert existiren, sondern stets miteinander combinirt auftreten, die man aber in der Wissenschaft zunächst einzeln betrachten muss, um die Gesetze ihres gemeinschaftlichen Wirkens klarer einzusehen.

Wir beginnen also mit der Betrachtung dieser klimatischen Elemente, jedoch von vornherein in der Absicht, hiedurch zur richtigen Beurtheilung der Luftströmungen und durch diese zur Einsicht in das Wesen von Witterung und Klima zu gelangen.

II.

DIE KLIMATISCHEN ELEMENTE.

A. Licht.

Allgemeines über die Natur des Lichtes.

Aus der Physik ist bekannt, dass die Strahlen der Sonne — scheinbar das Einfachste, was es geben kann — doch in mehrfachem Sinne zusammengesetzt sind, dass man nämlich leuchtende, wärmende und chemische Strahlen unterscheiden muss, sowie, dass die ersteren wieder aus zahlreichen farbigen Elementarstrahlen bestehen, die man in die bekannten sechs Hauptfarben zusammenfasst und die in ihrer Gesammterscheinung weiss geben, welche aber auch gesondert oder verschieden combinirt auftreten, und hiedurch die Mannigfaltigkeit der Farben hervorbringen. Es wird ferner als bekannt vorausgesetgt, dass die leuchtenden Strahlen, welche in das sechsfarbige Spectrum zerlegt werden können, zugleich auch Wärme- und chemische Wirkung hervorbringen; dass aber die Leuchtwirkung vorwiegend den orangefarbigen, gelben und grünen, die Wärmewirkung vorwiegend den rothen (weniger brechbaren, langsamer oscillirenden), die chemische Wirkung endlich vorwiegend den blauen und violetten (den brechbarsten, am raschesten oscillirenden) Strahlen zukommt.

Wir wissen, dass es noch vor den äussersten rothen Strahlen unsichtbare oder dunkle Strahlen gibt, die bloss wärmen (ausserrothe, dunkle Wärmestrahlen) und dass ebenso ausserhalb der letzten sichtbaren violetten Strahlen noch unsichtbare chemische Strahlen zur Wirkung gelangen, dass also das Spectrum eines Sonnenstrahles an jedem seiner beiden Enden eine zwar unsichtbare, aber noch wirksame Fortsetzung hat.

Von den Wärmestrahlen handelt der nächste Abschnitt; hier wird nur die Wirkungsweise der leuchtenden und chemischen Strahlen betrachtet.

Jeder leuchtende Strahl, der einen Körper trifft, wird theils durchgelassen, theils gegen die Lichtquelle zurückgeworfen, theils von dem Körper verschluckt (absorbirt). Diese drei Wirkungen treten aber bei jeder Art von Körpern in anderen Verhältnissen auf. Wenn das Durchlassen vorwiegt, so dass der Strahl nach dem Durchgange durch den Körper kaum merk-

lich geschwächt erscheint, nennt man den Körper durchsichtig; wenn hingegen das Zurückwerfen oder die Absorption, oder beide, überwiegen, heissen die Körper undurchsichtig.

Alle diese Wirkungen der Lichtstrahlen sind desto stärker, je mehr senkrecht sie auf die getroffenen Flächen fallen; sie hängen jedoch nicht, wie bei der Wärme, von der Dauer der Bestrahlung ab, sondern treten sogleich mit dem ersten Strahle ein und hören in der Regel mit dem letzten Strahle auf.

Die Lichtstrahlen müssen, in klimatischer Beziehung, hauptsächlich nach ihrer Intensität und ihrer Farbe betrachtet werden; beide üben grossen Einfluss auf das organische Leben und verdienen das eingehendste Studium. Bis heute ist aber gerade dieser Gegenstand — den man als die atmosphärische Photometrie bezeichnen kann — weniger als jedes andere Kapitel der Meteorologie und Klimatologie durch die Physik unterstützt. Klare, bündig wiederzugebende Resultate über die Intensität und die Farbe des atmosphärischen Lichtes, sowie über die Wirkungen beider in den verschiedenen Zonen und zu verschiedenen Zeiten sind erst in geringer Zahl gewonnen.

Ob die Intensität, mit der die Lichtstrahlen von der Sonne selbst ausgehen, periodisch oder nicht periodisch wechselt, ist noch nicht endgiltig entschieden. Bekannt ist, dass die Sonne nach je 11 Jahren einen besonders starken Gürtel von dunklen Flecken zeigt; es ist aber noch streitig, ob deswegen auch zur selben Zeit ihre Lichtwirkung eine geringere sei, da möglicherweise der nicht fleckige Theil der Sonnenfläche zusammen so viel Licht geben könnte, wie sonst die fleckenarme Sonne, und directe Versuche noch keine entschiedenen Resultate geliefert haben.

Abgesehen davon, ob die Leuchtkraft der Sonne an und für sich eine gleichbleibende oder wechselnde sei — wobei jedenfalls nur sehr geringe und praktisch irrelevante Differenzen nachzuweisen sein werden — müssen wir den Wechsel der Beleuchtung betrachten, welcher an jedem Orte der Erde von den Tageszeiten und den Jahreszeiten und in beiden Beziehungen von der geographischen Breite abhängt.

Die Methoden, um die Lichtintensität zu messen (Photometrie), sind in Bezug auf die Sonnenstrahlen noch nicht sehr weit fortgeschritten *).

Die chemische Wirkung des Lichtes wird durch die grössere oder geringere Andunklung (Schwärzung) von Stoffen (z. B. Papier), die mit Silbernitrat oder Chlorsilberlösung überzogen oder getränkt sind, gemessen. Auf diesem Wege wurde z. B. schon von Schall in Berlin **) gefunden,

*) Die Aktinometrie bezieht sich vorwiegend auf die Messung der Wärmestrahlen der Sonne, die bekanntlich nicht ganz mit den Lichtstrahlen zusammenfallen.

**) Schlagintweit neue Untersuchungen pag. 183. 1854.

dass die Maxima der chemischen Wirkung des directen Sonnenlichtes um 12 Uhr Mittags in den einzelnen Monaten nach folgenden Verhältnisszahlen stiegen und abnahmen:

Jänner	12,	Mai	30,	September	36,
Februar	24,	Juni	42,	October	33,
März	33,	Juli	44,	November	15,
April	28,	August	44,	December	11.

Offenbar übt also die Höhe des Sonnenstandes einen grossen Einfluss nicht nur auf die Lichtwirkung, sondern auch auf den chemischen Effect der Sonnenstrahlen — was heutzutage von jedem Photographen beobachtet und benützt wird.

Ueber die chemische Wirkung des directen Sonnenlichtes nach den Tageszeiten sind exacte Forschungen noch nicht so abgeschlossen, dass hier schon endgiltige Resultate ziffermässig angeführt werden könnten. Im Allgemeinen ist nur festzuhalten, dass mit der zu- und abnehmenden Höhe des Sonnenstandes auch die chemische Wirkung der Sonnenstrahlen zu- und abnimmt, wobei jedoch die Feuchtigkeit und die zufälligen Beimengungen der Luft verschiedene Störungen hervorbringen.

Auch nach der geographischen Breite ist eben wegen der ungleichen Sonnenhöhe die Intensität des zur Erde gelangenden Lichtes wesentlich verschieden; sie nimmt vom Aequator gegen die Pole hin sehr bedeutend ab. Von 1000 Lichtstrahlen oder Lichttheilen werden am Aequator 378 bis an die Erdoberfläche durchgelassen, unter dem 45. Breitengrade, also in Mitteleuropa, 228, und in der Polargegend nur mehr 110.

Beziehungen zwischen Sonnenlicht und Atmosphäre.

Der wesentlichste Einfluss, den die Lichtstrahlen der Sonne auf die Atmosphäre ausüben, besteht darin, dass diese letztere sammt den suspendirten Beimengungen durchleuchtet und in bestimmten Farben leuchtend gemacht wird. Die Farbe und Intensität dieses „Luftlichtes“ ist für das organische Leben von nicht geringer Bedeutung; denn gar viele Stellen des Erdbodens, wohin die Sonne wegen vorstehender Berge, Hügelböschungen, Gebäude, Wälder u. s. w. niemals oder selten direct scheint, sind dafür vorwiegend auf den Einfluss des (blauen) Luftlichtes und des Wolkenlichtes angewiesen.

Es ist ein oft wiederholter Irrthum, dass man Wirkungen, die doch nur vom blauen Luftlichte oder weissen Wolkenlichte herkommen, der directen Insolation zuschreibt. Die specielle Wirkung des blossen Luftlichtes ohne Antheil von directem weissen Sonnenlichte auf Pflanzen und Thiere ist zwar noch nicht genau erforscht; aber der grosse Antheil, den gerade dieses Licht an der Beleuchtung aller Vegetation hat, nöthiget

uns, die Wichtigkeit solcher Untersuchungen hervorzuheben und vorläufig wenigstens Dasjenige anzudeuten, was man jetzt schon als gesicherten Ausgangspunkt weiterer Forschungen betrachten darf.

Die atmosphärischen Farbenerscheinungen sind aber ausser ihrer Wirkung auf das organische Leben auch noch darum von praktischer Bedeutung für die Klimatologie, weil die Nuancen und Abstufungen jener Erscheinungen nicht selten geeignet sind, Anhaltspunkte für die Beurtheilung des Witterungsganges zu geben.

Aus diesen Gründen erörtern wir nun jene Farbenerscheinungen der Atmosphäre, welchen in beiden oben erwähnten Richtungen grössere Bedeutung zukommt, übergehen aber die nicht hieher gehörigen ephemeren Phänomene der Regenbogen, Sonnenhöfe, Nebensonnen u. s. w.

Das klare Firmament erscheint uns bekanntlich in jenen Farben, die, wenn sie überhaupt der Brechung entstammen, aus den Lichtwellen mit grosser Brechbarkeit und grosser chemischer Wirkung hervorgehen, nämlich blau; reiner und tiefer blau in niedrigeren Breiten und über trockenem Lande; matter und mehr weisslich-blau in höheren Breiten und am Meere; dunkler, fast ans Schwarze grenzend, in grosser Höhe über der Erde (auf Bergen über 15000′ und in hochgestiegenen Luftballons), lichter von der Erdoberfläche gesehen; bei ganz heiterem Himmel am intensivsten in der Kuppel des Himmelsgewölbes — also vom Zenith bis etwa zum 45. Grade der Höhe — mit Ausnahme der nächsten Umgebung der Sonne; — dagegen matter gegen den Horizont, wo die Farbe selbst bei ganz heiterem Himmel mehr ins Weissliche und selbst ins Gelblichweisse übergeht.

Treten Nebel, Wolken, Staub zwischen uns und das blaue Firmament, so entwickelt sich eine ganz andere eigenartige Reihe von Farbenerscheinungen; diese gehören alle zu jenem Theile des Spectrums, welcher dem Grün, Blau, Violett complementär ist, also zum Roth, Orange, Gelb. Am gewöhnlichsten sehen wir diese Farben nahe am Horizont, wenn die Sonne tief steht und die Luft nicht ganz rein ist.

Diese bekanntesten aller Phänomene, welche überdiess wegen der verschiedenen chemischen Wirkung verschieden gefärbten Himmelslichtes zu den praktisch wichtigeren gehören und uns im grossen Laboratorium der Natur täglich dargestellt werden, zählen jedoch zu den am wenigsten erforschten.

Die gewöhnliche Erklärung der blauen Himmelsfarbe einerseits und der gelbrothen Trübungsfarben andererseits, lautet folgendermassen:

„Wie von jeder Substanz, so werde auch von den Luftschichten das Sonnenlicht theilweise zerstreut und also nicht vollkommen durchgelassen; und, wenngleich der von jedem Lufttheilchen zerstreute Antheil bei reiner Luft nur sehr gering sei, so komme doch durch die Summirung dieser

kleinen Wirkungen, indem sich die Lichtzerstreuung unzählige Male wiederholt, eine wahrnehmbare Gesammtwirkung zu Stande.

Diese Wirkung sei eine zweifache: zunächst werde durch die Zerstreuung des Sonnenlichtes an den unendlich vielen Punkten der Atmosphäre diese selbst sichtbar, und zwar in einer bestimmten Farbe — in der blauen; die Lufttheilchen oder die Trennungsflächen der verschieden dichten Luftschichten zerstreuen nämlich vorwiegend die blauen Strahlen, lassen hingegen die rothen und gelben durchgehen.

An jedem Theil des klaren Firmaments also, auf welchen wir bei Sonnenschein unser Auge richten mögen, treten uns zahllose hintereinanderliegende Lufttheilchen entgegen, deren jedes eine kleine Menge blauer Strahlen von sich werfe, und ihre Gesammtwirkung sei daher ein leuchtendes Blau.

Die zweite Folge des angedeuteten Verhaltens der Lufttheilchen gegen das darauffallende Sonnenlicht sei, dass durch die vielfache Zerstreuung leuchtender Strahlen die Intensität des durchgehenden Lichtes immer geringer und dessen Farbe immer mehr zum Gelbrothen geneigt werde, je mehr und je dichtere Luftschichten dasselbe durchdringen. Daher sei die Farbe der Luft in der Nähe der auf- oder untergehenden Sonne stets zwischen gelb und roth, weil bei dieser Stellung der Sonne von dorther nur durchgehende, nicht aber seitwärts zerstreute Strahlen zum Beschauer gelangen; eben deshalb erscheine das Firmament auf mittelhohen Bergen dunkler und vollkommener blau (mit weniger beigemengtem Gelb) als im Thale, weil es dort weniger Luftschichten zu durchlaufen habe als hier. Auf den höchsten Bergen über 20.000′ erscheine das Firmament fast schwarz, weil dort über dem Beschauer keine hinreichende Menge von Lufttheilchen mehr sei, welche durch Summirung ihrer zerstreuten blauen Strahlen eine bedeutende Gesammtwirkung von leuchtendem Blau hervorzubringen im Stande wären, wesshalb schon das Schwarz des lichtlosen Weltraumes erscheine.“

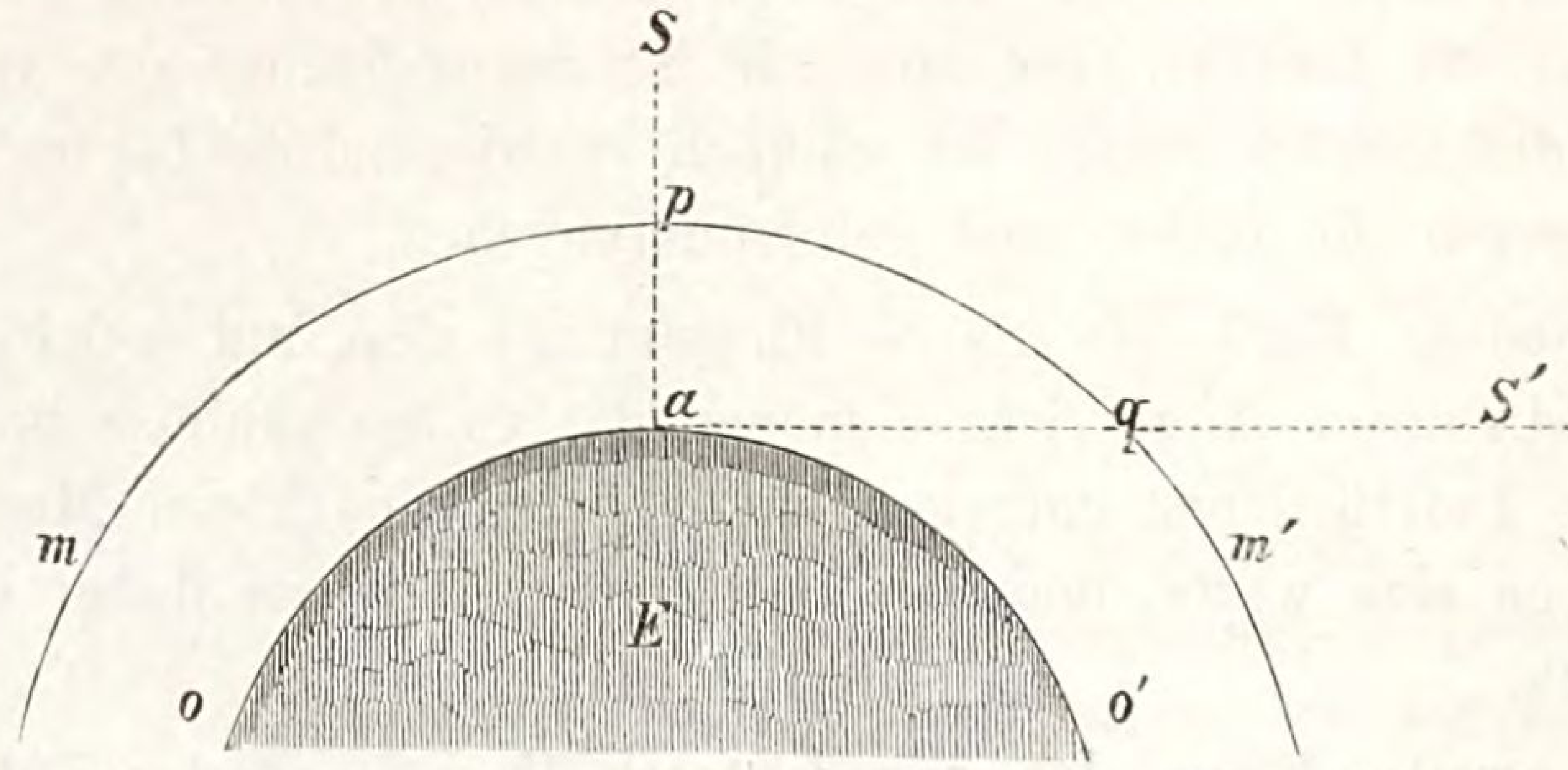
Bei näherer Betrachtung findet man, dass diess eigentlich keine Erklärungen, sondern nur Umschreibungen der fraglichen Phänomene sind.

Wenn wir irgend einen Gegenstand blau sehen, so kommt das, wenn es nicht etwa eine subjective Farbe ist, nothwendig daher, weil vom Gegenstand her blaue Strahlen in unser Auge gelangen; dass also blaue Strahlen vom Firmamente aus zu uns kommen müssen, weil es sonst nicht blau aussehen würde, könnte man für selbstverständlich halten.

Ebenso ist es ohneweiters klar, dass die zwischen dem Beobachter und der Sonne liegenden Nebel, Dünste, Staubmassen u. s. w., durch welche das Sonnenlicht am Horizont einen längeren Weg zurücklegen

muss als bei hohem Sonnenstande, gelbe und rothe, also zusammen orange Strahlen durchlassen müssen — denn sonst könnten wir eben durch sie hindurch den Horizont oder die Sonne selbst nicht gelb oder geröthet erblicken.

Fig. 2.



Steht die Sonne S im Zenith, so müssen ihre Strahlen, um zum Punkte a auf der Erde zu gelangen, nur die Schichtendicke p a passiren, (wenn mpm′ die oberste Grenze der Lufthülle ist), während die Strahlen der am Horizonte stehenden Sonne S′ die weit bedeutendere Dicke qa durchlaufen müssen, um zu a zu gelangen. Aber die Frage ist, ob das Atmosphäre-Gas selbst die Eigenschaften hat, von denen man spricht, und ob und welchen Einfluss in diesem Falle die Dichtigkeit der Luft übe? Oder ob sowohl die blauen Farben des heiteren Himmels, als auch die complementären Farben des getrübten Horizontes gar nicht von der Atmosphäre selbst, sondern von irgend welchen suspendirten fremden Theilchen, z. B. Nebelbläschen, Fragmenten zerplatzter Nebelbläschen, Stäubchen u. s. w. herrühren?

Alle bisherigen Erklärungen nehmen entweder das Eine oder das Andere allein an *).

Wir wollen jedoch hervorheben, dass einerseits die Bläue des Firmaments und andererseits die complementären (gelb bis rothen) Färbungen bei der Trübung des Himmelsgewölbes und insbesondere des Horizontes höchst wahrscheinlich zwei ihrem Ursprunge nach verschiedene Phänomene sind, für die man daher getrennte Erklärungen zu suchen hat.

*) Kunzek (Lehrbuch der Meteorologie) schreibt der Atmosphäre selbst die Eigenschaft zu, blaue Strahlen zu dispergiren, gelbe durchzulassen. Schofka (Sitzungsberichte der k. Akademie Bd. IX. p. 858) leitet das Blau des Himmels von der Zurückstrahlung jener Strahlen ab, die von der Erde gegen den Himmelsraum dispergirt werden. Clausius nimmt als Ursache ganz kleine Wasserbläschen an, deren Wände die Dicke der Wellenlänge der violetten Strahlen haben (also beiläufig 0.00035 mm.) Vergl. Meteorologie von Cornelius pag. 480 et seq. — Brücke hält die Erscheinung fest, dass überhaupt farblose trübende Mittel blaue Strahlen zurückwerfen, gelbe durchlassen, dass daher ein feines trübendes Mittel in den oberen Schichten der Atmosphäre sein müsse, um die Erscheinungen der Himmelsfarben zu veranlassen. Es wird dadurch an jenes Kapitel von Göthe's Farbenlehre angeknüpft, welches noch am meisten Berechtigung hat.

Hinreichend erklärt sind, wie wir sogleich zeigen werden, die weissen und grauen bis dunkel-taubenblauen Farben der Wolken von den tief am Boden liegenden Nebeln bis zu den hohen Feder- und Schäfchenwolken und den noch höheren, nicht mehr einzeln unterscheidbaren dünnen Wolkenschleiern, welche das Blau des Himmels matter und weisslich machen; ferner die zwischen gelb und roth wechselnden Farben, die der Horizont bei tiefem Stande der Sonne zeigt; dann die Combination dieser beiden Phänomene.

Nicht genügend erklärt ist dagegen das reine Blau des Firmaments.

Es bedarf bloss der Berufung auf die tägliche Erfahrung, die übrigens auch durch gewiegte Physiker wissenschaftlich beleuchtet ist *), um die Thatsache festzustellen, dass es feste, flüssige und dunstförmige Substanzen gibt, welche, wenn von beiden Seiten gleich, oder nahezu gleich beleuchtet, weiss, im durchgelassenen Lichte gelb bis roth, im auffallenden Lichte hingegen bläulich erscheinen. Der Milchopal, manche Milchgläser, verschiedene weisstrübe Flüssigkeiten (z. B. mehrere Lösungen von Harzen in Alkohol), der sich eben in Bläs'chen condensirende Wasserdampf sind solche Beispiele.

Der Dunstnebel, so lange er noch in Bläs'chen schwebt, und nicht in Tropfen niederfällt, der aus einem Schornstein aufsteigende Rauch (letzterer nur, wenn er dünn und nicht gar zu sehr von undurchsichtigen Kohlentheilchen geschwärzt ist) erscheinen, wenn der Hintergrund nicht bedeutend heller oder dunkler ist als der Vordergrund, weiss oder höchstens graulich; sind sie so dicht, dass das dahinter befindliche Licht (z. B. die Sonne) gar nicht mehr durchscheint, so werfen sie Schatten hinter sich, d. h. sie erscheinen dem auf der Schattenseite befindlichen Auge mehr oder minder dunkel grau; sind sie nicht zu dicht, und geht noch Licht durch sie hindurch, so kommt dieses gelb, orange oder roth in das Auge, je nachdem die Schichte dünner oder dichter ist; fällt endlich das Licht von vorn auf sie, während der Hintergrund bedeutend dunkel oder ganz finster (schwarz) ist, so werden sie bläulich gesehen, aber nur dann, wenn sie nicht dicker sind, als dass jenseits noch entschieden gelbes durchgelassenes Licht erscheint, wenn also, so zu sagen, die Finsterniss durch die Dunstnebelschichte hindurch noch ebenso wirkt, wie von der anderen Seite das Licht.

Ist die trübende Schichte oder Säule so mächtig, dass das Schwarz des Hintergrundes nicht mehr hindurchwirkt, so erscheint sie wieder weiss.

Fährt ein Dampfboot oder ein Locomotive längs einer beschatteten mit dunklen Tannen bedeckten Bergreihe hin, über welcher der Himmel mit weissem oder selbst blauem Lichte erglänzt, so sieht ein auf der entgegengesetzten Seite befindlicher Beobachter, welcher eine aus dem

*) Vergl. Brücke Sitzungsberichte der k. Akademie in Wien Bd. IX.

Schlote aufsteigende dünne Rauchsäule (Dunstnebel mit sehr feinen Stäubchen) betrachtet, dieselbe blau, und zwar vom Rande des Schlotes bis an die Kante der Bergreihe, d. h. genau so weit, als sie dunklen Hintergrund hat; die höhere Partie der Rauch- oder Dunstnebelsäule, welche den hellen Himmel zum Hintergrund hat, erscheint gelblich, selbst wenn das Hinterlicht blaues Himmelslicht ist. Eine sehr dicke Rauchsäule von der vorausgesetzten reinen Beschaffenheit aber erscheint im ersteren Falle weiss, im letzteren schattengrau. Fliegende Nebelstreifen bieten genau dieselbe Erscheinung. All' dieses berechtiget uns mit Brücke zu sagen: die trübenden Medien lassen das gelbe bis rothe Licht durch.

Gewöhnlich knüpft man aber hieran auch noch den weiteren Satz: dass dieselben trübenden Mittel, welche das gelbe bis rothe Licht durchlassen, das blaue zurückwerfen (dispergiren) und dadurch in blauer Farbe erscheinen, wie etwa ein blauer undurchsichtiger Gegenstand. Wenn diess wirklich der Fall wäre, so müssten diese Mittel um so entschiedener blau erscheinen, in je dickeren Schichten sie auftreten; diess ist aber bekanntlich nicht der Fall, denn sie erscheinen, wenn die Schichten mächtiger werden, wieder nur weiss, oder höchstens hellgraulich weiss. Die Durchwirkung des „Schwarz" oder des „Dunkels" vom Hintergrunde ist also nothwendig zur Hervorbringung dieser Art von blauer Färbung. Da aber Schwarz eben der Mangel aller Lichtwirkung ist, da ferner die in Rede stehenden trübenden Mittel trotz des blauen Scheines doch nur weisses Licht zurückwerfen, ja selbst der Schein des Blau dem völligen Weiss weicht, wenn der dunkle Hintergrund wegfällt, da endlich gerade diese sogenannten farblosen trübenden Medien, wenigstens ganz bestimmt Dunstnebel und Rauch, aus getrennten schwebenden Theilchen bestehen, die kein Continuum bilden — so können wir nur annehmen, dass das durch sie hervorgerufene Blau eine subjective Farbe sei, deren Empfindung in unserem Auge hervorgerufen wird, wenn auf dasselbe weisses Licht von fein vertheilten Körperchen, zugleich aber auch zwischendurch der Mangel alles Lichtes, d. h. Schwarz oder Finsterniss, wirkt.

Wir können also wohl sagen, dass die fraglichen Medien nur gelbes bis rothes Licht durchlassen, nicht aber, dass sie blaues in solcher Weise zerstreuen, um dem Beschauer jene Medien blau erscheinen zu machen.

Hieraus folgt nun von selbst die Anwendung auf die Färbung des Himmelsgewölbes.

Das Gelb, Orange und Roth, welches am Horizont erscheint, oder in welchem wir die Sonne bei nicht gar zu dickem Nebel erblicken, stimmt vollkommen mit jenem überein, welches der sich condensirende Wasserdunst und der Rauch bei durchgelassenem Lichte zeigen; auch enthalten bekanntlich die Luftschichten, durch welche dieses Licht zu uns gelangt, theils Nebelbläschen, theils, besonders in den unteren Schichten, suspen-

dirte Stäubchen, also dieselben Bestandtheile wie der Rauch oder ein etwas verunreinigter Dunstnebel.

Es liegt also ganz nahe, eben diesen in der Luft schwebenden Theilchen die gelbe bis rothe Färbung des Horizonts bei tiefstehender Sonne zuzuschreiben und zu sagen: „sie lassen das gelbe bis rothe Licht durch.“ In der That verhalten sich die von solchen Substanzen durchgelassenen Strahlen ganz so, wie der gelbe Theil des Spectrums, wie das durch gelbes oder rothes Glas getretene Licht, d. h. sie beleuchten andere Gegenstände mit solchem (nicht mit weissem) Lichte; sie enthalten nichts von ihren complementären Farben, sie geben mit ihren complementären Farben zusammen weiss, sie können ausgelöscht werden durch Medien, welche nur die zu gelb oder roth complementären Farben durchlassen; sie wirken endlich auf sensibel gemachtes (photographisches) Papier gerade so, wie prismatische Strahlen der gleichen Farben.

Nichts von alledem ist aber der Fall mit dem sogenannten blauen Himmelslichte. Dieses ist nachweisbar gar nicht blau (etwa wie das durch blaues Glas gedrungene Licht); es beleuchtet keinen Gegenstand mit blauem Lichte, es zeigt sich zusammengesetzt wie das weisse Licht, enthält also alle Elemente des Spectrums, wirkt nicht etwa wie der blaue Theil des Spectrums, sondern optisch und chemisch ganz als weisses Licht und zeigt sich auch im Polariskope als reflectirtes weisses Licht, wie das von weissen Wolken u. s. w. zurückgeworfene.

Wir müssen also aus demselben Grunde, den wir oben bei den trübenden Medien angeführt haben, das Blau des Himmels nicht als dispergirtes blaues Licht, sondern als weisses Licht bezeichnen, welches nur durch das Zusammenwirken des von weissen Theilchen reflectirten Lichtes mit dem nicht ganz verhüllten schwarzen Hintergrunde des Weltraumes im Auge die subjective Empfindung von Blau hervorbringt.

Das trübende Mittel, welches hier vorausgesetzt wird, dürfen wir uns wohl nur als die Summe aller der Stäubchen und Dunstbläschen denken, die theils in den unteren, theils in den oberen Schichten der Atmosphäre suspendirt sind, ohne noch dicht gedrängte Massen zu bilden. Sammeln sich die obersten Dunstbläschen schon zu mehr zusammenhängenden Schleiern, so fällt die Wirkung des dunklen Hintergrundes mehr und mehr weg, und die Farbe des Himmelsgewölbes wird weisslichblau oder ganz weiss, solange noch Sonnenlicht in bedeutender Menge durchdringt; ist letzteres nicht mehr der Fall, so werfen die Dunstnebel schon Schatten gegen die Erde und erscheinen dadurch grau; seitwärts angeschienene Wolken sind stets weiss, sie mögen noch so dick sein; nur werfen auch da gewöhnlich einige Theile der Wolke auf die andern mehr oder weniger dichte Schatten, daher die Schattirung der Wolken.

Die Erdoberfläche empfängt also vom Himmelsgewölbe nur zweierlei Licht: erstens weisses und zwar sowohl bei heiterem (blauem) als bei bewölktem Himmel, jedoch mehr oder minder abgeschwächt durch die Absorption, die unterwegs vor sich geht; dann zweitens gelbes bis rothes Licht in verschiedenen Nuancen. Das letztere wirkt bei uns nur auf kurze Momente, am Morgen und Abend, dagegen monatelang in den Polargegenden zwischen den Aequinoctien und dem Hochsommer. Das weisse Licht aber ist jenes, welches bei uns, sei es heiter oder trübe, das ganze Jahr hindurch, nur mit mehr oder minderer Intensität, bei Tage vom Himmelsgewölbe scheint; ein wirklich blaues Himmelslicht gibt es nicht.

Das weisse Licht einzeln schwebender Wolken kommt theilweise von gespiegelten, nicht nur von zerstreuten Strahlen her; deshalb ist es auch intensiver, blendender für die Augen und auch chemisch (photographisch) wirksamer als das sogenannte blaue Himmelslicht. Im Lichte, welches durch dichte Wolkendecken zur Erdoberfläche gelangt, sind bei höherem Stande der Sonne gerade durchgelassene gelbe, und seitlich zerstreute weisse Strahlen, beide geschwächt durch Absorption und zu ziemlich gleichen Theilen vorhanden, so dass sie zusammen ein gelbliches Weiss bilden.

Ob der in der Luft enthaltene (unsichtbare) Wasserdampf die Durchsichtigkeit der Atmosphäre vermehre oder vermindere, ist neuerdings wieder zweifelhaft geworden. Man nahm früher an, dass der atmosphärische Wasserdampf die Durchsichtigkeit vermehre, weil bekanntlich zu jenen Zeiten, wo die unteren Luftschichten viel Wasserdampf enthalten — wie nach Sommerregen — auch ihre Durchsichtigkeit besonders auffallend wird, so dass man entfernte Berge, Wälder, Thürme etc., die sonst nur unklar zu sehen sind, deutlicher und scheinbar näher gerückt sieht. Neue Spectraluntersuchungen der Atmosphäre haben aber gezeigt, dass gerade bei grösserem Dampfgehalte die Atmosphäre mehr Licht absorbirt und folglich weniger durchsichtig wird, als bei trockener Luft.

Es wird übrigens noch einer Reihe genauer Untersuchungen bedürfen, ehe diese Frage endgiltig gelöst sein wird. Möglicherweise macht die Condensationsnähe des Wasserdampfes hier wesentliche Unterschiede und die Spectralanalyse hat in dieser Angelegenheit noch nicht ihr letztes Wort gesprochen. Aber eben die Strittigkeit dieses Gegenstandes deutet schon darauf hin, dass die fragliche Wirkung eine nur sehr geringe und für die Praxis kaum massgebende sein kann.

Was die Lichtstärke anbelangt, welche von der Nuance und Intensität der Farbe zu unterscheiden ist, so ist dieselbe auch bezüglich des blauen Luftlichtes wiederholt nach Jahreszeiten gemessen worden, wie jene des directen Sonnenlichtes. Das Mittel hiezu ist auch hier Silbernitrat- oder Chlorsilber-Papier. Nach Schall's Untersuchungen, die schon

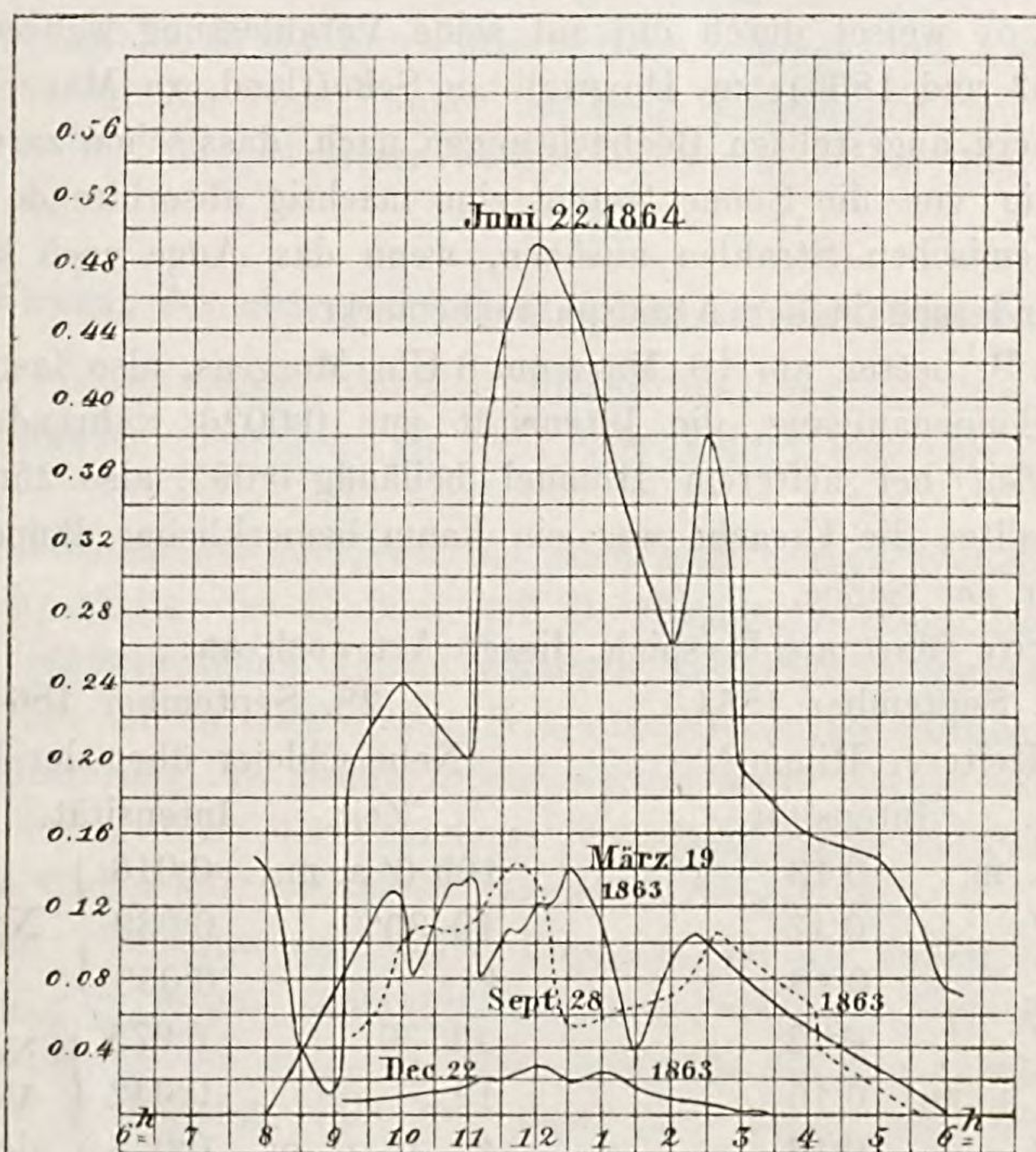
oben erwähnt wurden, ergab sich für Berlin folgender Gang der chemischen Lichtwirkung des blauen Luftlichtes:

Nachmittags 3—4 Uhr gemessen:

Jänner	6	April	10	Juli	22	October	13
Februar	9	Mai	16	August	20	November	5
März	12	Juni	16	September	19	December	4

In neuerer Zeit ist die atmosphärische Photometrie insbesondere von Bunsen und Roscoe einiger Vervollkommnung zugeführt worden *). Sie haben festgestellt, dass gleichen Produkten aus Lichtintensität und Insolationsdauer gleiche Schwärzungen auf Chlorsilberpapier von gleicher (photographischer) Empfindlichkeit entsprechen. Indem sie nun Apparate construirten, in denen sensible Papierstreifen dem atmosphärischen Lichte des Himmelsgewölbes (nicht dem Sonnenlichte) zu verschiedenen Tages- und Jahreszeiten je durch eine bestimmte Zeitdauer ausgesetzt wurden, erhielten sie eine Reihe von Daten, die wenigstens einigen Einblick in den Gang jener Lichtwirkungen gewähren, welche in vielen Gegenden noch mehr als das directe Sonnenlicht dem organischen Leben zu Gute kommen.

Fig. 3.



*) Poggendorf's Annalen (CXVII, pag. 529 und CXXIV, pag. 353).

Am belehrendsten sind die auf voriger Seite wiedergegebenen Curven, welche den Gang der Lichtwirkung für vier gleich heitere Tage zu jeder der vier Jahreszeiten in Manchester 1863 und 1864 darstellen.

Die Zahlen 6, 7 . . . am unteren Rande bedeuten die Tagesstunden, die Zahlen am linken Rande die Abstufungen der in gleicher Expositionszeit erhaltenen Schwärzung des gleich sensiblen Papieres d. h. also die Grade der chemischen Lichtintensität.

Die Gesammtwirkung der Insolation während eines jeden dieser Tage (das Integrale) kann in Verhältnisszahlen so ausgedrückt werden:

Setzt man die chemische Wirkung am kürzesten Tage = 1, so ist sie am längsten Tage = 25, und bei Tag- und Nachtgleiche = 7.

Man sieht auch aus den Curven, dass die Zunahme der chemischen Wirkung vom Winter zum Frühling kleiner ist, als vom Frühling zum Sommer.

Als Normalwerthe können übrigens diese Zahlen noch nicht angenommen werden, da sie auf so wenigen Beobachtungen beruhen.

Die chemische Wirkung des Sonnenlichtes wird durch Nebel und Wolken weit bedeutender geschwächt, als man nach unseren menschlichen Lichtempfindungen glauben sollte.

Roscoe weiset durch die auf seine Veranlassung während zweier Jahre (1863 und 1864) zu Dingwall in Schottland, zu Manchester und zu Heidelberg angestellten Beobachtungen nach, dass schon zarte Nebelschleier, die vor die Sonne treten, eine mächtig absorbirende Wirkung auf die chemischen Strahlen ausüben, wenn das Auge noch kaum eine Lichtverminderung in der Atmosphäre bemerkt.

So z. B. betrug am 18. März um 8 Uhr Morgens, also fast 2 Stunden nach Sonnenaufgang, die Intensität nur 0·0026, während sie sonst zu dieser Zeit bei heiterem Himmel beiläufig 0·065, also 25mal mehr, betragen sollte; die Ursache war ein kaum bemerklicher dünner Nebelschleier vor der Sonne.

Roscoe führt als Beispiele dieser Art noch an:

27. September 1864. Heiterer Himmel. Zeit.	Intensität.	28. September 1864. Nebelschleier über der Sonne. Zeit.	Intensität.	
10h a. m.	0·13	10h 0′ a. m.	0·016	Nebelig.
10 30′	0·17	10 30′	0·039	
11	0·18	11	0·053	
11 30′	0·13	11 30	0·075	Nebel im Verschwinden, Sonne blickt durch
12 40 p. m.	0·16	12	0·042	
1 10′	0·13	12 45 p. m.	0·056	
1 40′	0·17	1	0·053	
2 10′	0·14	1 30	0·010	Sonnenschein.
		2 15	0·012	

Auch die Einbiegungen der Curven in Fig. 3 rühren von momentanen leichten Trübungen der Atmosphäre her.

Die vielen optischen Erscheinungen, welche die condensirten Wasserdämpfe als Nebel, niedere oder hohe Wolken, Tropfen, Eiskrystalle hervorbringen — wie Morgen- und Abendröthe, Regenbogen, Sonnen- und Mondhöfe, Gegensonnen, Nebensonnen — spielen in unserer Klimatologie keine wesentliche Rolle, da sie als ganz momentan auftretend, keinen messbaren Einfluss auf das organische Leben äussern.

Für unsere Zwecke gelten als Hauptsätze nur:

a) Die verschiedenen Gegenden der Erde empfangen nach ihrer geographischen Breite und nach den Jahreszeiten verschiedene, aber im Vorhinein bestimmt berechenbare Gesammtmengen von allgemeiner Beleuchtung;

b) diese Beleuchtung besteht theils aus directen Sonnenstrahlen, theils aus weissem (nie wirklich blauem) Luftlicht, theils aus abgeschwächtem weissem Wolkenlichte und momentan auch aus gelbem oder gelbrothem Lichte;

c) der Antheil, welchen jede dieser Lichtgattungen an der Gesammtbeleuchtung hat, ist erst durch directe Beobachtungen und Aufzeichnungen für möglichst viele Punkte der Erde festzustellen, um insbesondere die Beziehungen dieses Verhältnisses zum organischen Leben zu ermitteln.

Wirkung des atmosphärischen Lichtes auf die Pflanzen.

Worin die Wirkungen der Beleuchtung überhaupt auf die Entwicklung der Pflanzen bestehen, ist erst seit kurzer Zeit näher erforscht worden.

Die Forschung hat hier, wie bei allen klimatischen Beziehungen zu den Pflanzen, theils den Einfluss auf die Elementarorgane, theils jenen auf das Gesammtgedeihen ganzer Pflanzen und Pflanzenformationen im Grossen zu betrachten. Die erstere Art von Wirkungen wird im Kleinen und in Laboratorien, die zweite in der weiten Natur nachgewiesen.

Diese letztere Art der Forschung liegt dem Land- und Forstwirthe am nächsten und gehört zu seinen speziellen Aufgaben.

Für die Elementarorgane der Pflanzen, für die Zellen, und zwar zunächst für die jungen chlorophyllhaltigen Zellen der Gefässpflanzen, welche hier hauptsächlich in Betracht kommen, hat das Licht im Allgemeinen die Bedeutung, dass nur unter der Einwirkung des Lichtreizes (wie? ist noch nicht näher erforscht) die aufgenommenen Nährstoffe in den Zellen assimilirt oder in organische Stoffe (Holzfaser, Stärke, Gummi, Zucker, Kleber, Eiweiss u. s. w.) umgewandelt werden. Kohlensäure, Wasser, Salpetersäure in flüchtigen und flüssigen

Verbindungen müssen, als Rohnahrung in die Zellen aufgenommen, bedeutende Mengen ihres Sauerstoffes abgeben, um in die genannten Pflanzenstoffe, die sich eben durch ihren geringeren Sauerstoffgehalt und grösseren Gehalt an Kohlenstoff, Wasserstoff, Stickstoff charakterisiren, überzugehen; und die hiebei wesentliche Abscheidung des Sauerstoffes, der vorwiegend durch die Blätter an die Luft abgegeben wird, erfolgt erfahrungsgemäss nur unter dem Einflusse des Tageslichtes. Ja, die Chlorophyllkörner selbst, die man als die eigentliche Werkstätte dieser Assimilationsprocesse betrachten muss, bilden sich erst unter dem Einflusse des Lichtes. Erst wenn ein gewisser Vorrath solcher assimilirter Stoffe in den jungen noch ganz grünen Pflanzen angelegt ist, können allenfalls auch ohne Lichtreiz weitere Bildungen, wenigstens der holzigen Theile, vor sich gehen; aber die normale Blattbildung bedarf auch bei erwachsenen Pflanzen des Lichtes; und zwar sind es die minder brechbaren hellleuchtenden Strahlen (orange, gelb,) und nicht die sonst chemisch wirksamsten blauen, welche jene Wirkung auf Chlorophyllbildung, Absonderung des Sauerstoffes und Assimilation ausüben.

Um ihre Wirkung in den Chlorophyllkörnern und mittelst derselben auszuüben, müssen daselbst die Lichtstrahlen in grosser Menge absorbirt werden; daraus folgt, dass Strahlen, welche bereits durch mehrere chlorophyllreiche Zellschichten oder Körper (z. B. durch dicke Blattschichten oder durch ein Laubdach) gedrungen sind, für jene Art von Wirkung minder befähigt sind.

Lange fortgesetzte Einwirkung des Tageslichtes scheint aber auch die grüne Färbung des Chlorophylls wieder verschwinden zu macheu und das Vergilben der Blätter (Xanthophyllbildung) zu bewirken, wobei jedoch, da diese Erscheinung nicht bei allen Pflanzen stattfindet, noch näher zu erforschende Umstände mitwirken. Hiebei ist zu bemerken, dass directes Sonnenlicht die Vergilbung rascher bewirkt als das blaue Luftlicht oder das weisse Wolkenlicht. Während solchergestalt am Tageslichte nur der Farbstoff der Chlorophyllkörner sich umwandelt, werden im Dunkeln die schon gebildeten Chlorophyllkörner selbst zerstört und in den umgebenden Saft aufgelöst, so dass also die Pflanzen nichts gewinnen, wenn man sie vor Vergilbung durch Entziehung des Lichtes bewahren wollte.

Die Blüthenfarben sowie die Fruchtbildung scheinen, im Gegensatze zu der Blattfarbe, wenigstens im Allgemeinen nicht von der Einwirkung des Lichtes abzuhängen, wenn nur einmal die Knospen in Folge günstiger Lichtwirkung seinerzeit richtig angelegt wurden und die entsprechende Wärme vorhanden ist; aber eben zu jener richtigen Anlage ist eine angemessene Exposition gegen das Tageslicht erforderlich. Festzuhalten ist ferner, dass das Licht bis zu einem gewissen Grade durch Wärme ersetzt werden

kann *), und dass chlorophyllarme Pflanzen, denen darum die Lichtwirkung wenig nützt, desto mehr Wärme verlangen, um sich normal zu entwickeln. Hat unter dem Einflusse des Lichtes bei Tage die Stoffbildung in den Zellen stattgefunden, so vollzieht sich dann während der Nacht die Bildung neuer Zellen aus diesen neugewonnenen Stoffen, d. h. die Pflanzen vergrössern sich vorwiegend bei Nacht, nähren sich aber bei Tag. Der Streit, ob die Pflanzen bei Tag oder bei Nacht wachsen, ist also ein Wortstreit; sie wachsen bei Tag und bei Nacht, da unter Wachsen die Stoffvermehrung sowie die Zellenvermehrung verstanden werden muss. Will man aber Wachsen nur mit Vergrössern durch neugebildete Zellen gleichbedeutend nehmen, dann wachsen die Chlorophyllpflanzen allerdings nur bei der Nacht. Die Kürze der Sommernächte sowohl auf hohen Bergen als in den Polargegenden erklärt es, warum das Wachsthum der Pflanzen dort ein nur geringes ist; die Länge der Sommertage daselbst hingegen gibt den Erklärungsgrund für die vollkommenere Umwandlung der Rohnahrung in organische Säfte, ätherische Oele etc., mit Ausnahme des mehr Wärme erfordernden Zuckergehaltes.

Diess sind die hauptsächlichsten festgestellten Beziehungen des Lichtes zu den Elementarorganen der höheren Pflanzen.

Betrachtet man nun die Beziehungen des Lichtes zur Entwicklung der zusammengesetzten Pflanzenorgane, der ganzen Pflanze und zur Verbreitung einzelner Pflanzenarten, Pflanzengruppen und Vegetationsformen, so lassen sich viele Erscheinungen anführen, welche die Wichtigkeit der Beleuchtungs-Intensität für die richtige Beurtheilung des Pflanzenlebens und der Culturmassregeln darthun.

Vor Allem ist im Grossen und Ganzen der Blüthen- und Fruchtreichthum desto bedeutender und sicherer, je intensiver (bei mindestens gleicher Wärmemenge) die natürliche Beleuchtung; so kommen nach Sendtner in Glashäusern mit Seitenlicht nur etwa $^1/_{10}$, in solchen mit Seiten- und Oberlicht etwa $^1/_3$ aller eingestellten Pflanzen zum Blühen; auf sonnigen Standpunkten findet man die Zahl der blühenden Pflanzen gleicher Art beiläufig dreimal grösser, als an beschatteten oder indifferenten.

Aber nicht nur die Anzahl, auch die Vollkommenheit der Blüthen und insbesondere der Früchte nimmt mit der Beleuchtung — und zwar besonders mit der Dauer der Beleuchtung — zu. Bekanntlich wächst mit der Annäherung an den Pol die Länge der Sommertage, obgleich die

*) Vergl. Hofmeister. IV. Band. So z. B. werden nach Sachs die Cotyledonen der Pinus-Arten auch im Dunklen grün, wenn sie eine höhere Temperatur erhalten, als sie am Lichte hiezu bedürfen. Umgekehrt bleiben auch im Lichte die Blätter gelb, wenn sie nicht wenigstens ein gewisses Minimum von Wärme erhalten.

Intensität der einzelnen Strahlen nie so gross sein kann, wie in niederen Breiten. Demnach gewinnen Pflanzen, die auf unserer Erdhälfte aus südlichen Gegenden in nördlichere eingeführt wurden, an Ausbildung der Blüthen und der aromatischen Stoffe ihrer Früchte — nur der Zuckergehalt der Früchte nimmt ab; letzterer aber hauptsächlich wegen mangelnder Wärme. Selbst die Vegetationszeit der Pflanzen verkürzt sich im Norden, d. h. die Pflanze vollendet ihren einjährigen Wachsthumsprocess bis zur vollständigen Ausbildung schneller, ungeachtet die Temperatur eine niedrigere ist — bloss unter dem Einflusse der längeren Beleuchtung durch die langen Sommertage des Nordens.

Der Gegensatz von Licht- und Schattenpflanzen ist in der Botanik längst schon aufgestellt worden. Es ist eine ziemlich grosse Anzahl von Pflanzenarten bekannt, die in der Regel nur an solchen Orten vorkommen, wo durch dichten Schluss der Bäume oder durch überhängende und umschliessende Felsen das Sonnenlicht sehr gedämpft ist.

Sendtner weiset nach, dass von den in Südbaiern vorkommenden Pflanzen 11 Percent (3 Bäume, 1 Unterholz und 190 Arten niedrige Gewächse) immer nur im Schatten vorkommen. Allgemein als solche bekannt sind: Anemone nemorosa, Actaea spicata, Dentaria enneaphyllos, Oxalis acetosella, Vicia dumetorum, Orobus vernus, niger, Geum urbanum, Linnea borealis, Asperula odorata, Senecio nemorensis, Aposeris foetida, Mulgedium alpinum, die meisten Pyrola-Arten, Lithospermum officinale, Atropa Belladonna, Lathraea squamaria, Mercurialis annua, Paris quadrifolia; dann fast sämmtliche Pilze. Andere gedeihen umgekehrt nur an sehr lichten Standorten, wie Anthericum Liliago, Androsace helvetica, Draba tomentosa.

Die meisten Gewächse allerdings verlangen weder die lichtesten noch die dunkelsten Standorte und kommen unter den verschiedenen Abstufungen der mittelmässigen Beleuchtung vor.

Manche Pflanzen erleiden verschiedene Modificationen, je nachdem sie im Licht oder im Schatten vegetiren; so z. B. mehrere Arten des Torfmooses (Sphagnum), welche an lichten Standorten röthlich bis roth, an schattigen grün sind.

Die Lichtpflanzen selbst haben wieder verschiedene Bedürfnisse nach bestimmten Lichtarten — was jedoch bisher nur von wenigen genau sichergestellt ist; so z. B. ziehen die Camelien die Morgenseite vor, andere die Mittags- oder Abendsonne, andere die stets sonnenfreie, nur vom Luftlichte beleuchtete Nordseite. Diess hängt ohne Zweifel damit zusammen, dass die chemische Eigenschaft der Strahlen zu den verschiedenen Tageszeiten verschieden ist. Dieser Gegenstand gehört übrigens zu denjenigen, welche noch nicht so vollständig sichergestellt sind, dass in einem Lehrbuche sichere und praktisch verwerthbare Resultate in

grösserer Ausdehnung dargelegt werden könnten. Umsomehr kann diese Frage den Forschern zur Beachtung empfohlen werden.

Auch die Verbreitung der Pflanzen über die Erde hängt viel mehr, als man noch vor Kurzem annahm, von den Beleuchtungsverhältnissen der Standorte ab.

Das hier waltende Gesetz lässt sich kurz so fassen: Die meisten Pflanzen kommen nur innerhalb solcher Grenzen vor, in welchen ihnen nebst bestimmten Nahrungs-, Feuchtigkeits- und Wärmeverhältnissen auch eine bestimmte Lichtwirkung (entweder Intensität, Form oder Dauer derselben) geboten wird; fehlt diese bestimmte Lichtwirkung, so kommen sie, ungeachtet alle anderen Bedingungen ihres Gedeihens vorhanden wären, doch entweder gar nicht oder nicht normal und nachhaltig fort.

So z. B. gehört es zu den Lebensbedingungen der Alpenpflanzen, dass sie zur Zeit ihres späten Erwachens aus dem Winterschlafe sogleich täglich einer langen Lichtwirkung ausgesetzt seien; die Alpenrose z. B. verlangt, dass zur Zeit, wo sie ihre Knospen sprengt, die Tageslänge bereits 14 Stunden erreicht habe; gibt man ihr auch die gleiche Wärme, aber nicht zur selben Zeit dieselbe Lichtdauer, so kommt sie nicht nachhaltig vor.

Die Fichte verlangt, um ständig fortzukommen, dass ihr zur Zeit, wo sie unter der Einwirkung einer Wärmesumme von 298 Graden im Frühlinge ihre Blätter zu entwickeln beginnt, mindestens eine 14stündige Tageshelle geboten sei.

Die Zirbe erhält sich spontan und vollkommen nur dort, wo zur Zeit, in welcher sie unter einer Wärmesumme von 418^0 zu treiben beginnt, der Tag schon eine Länge von 16 Stunden erreicht hat u. s. w. Und so wird sich bei allen Pflanzenarten ein gewisses Lichtbedürfniss nachweisen lassen *).

Es folgt aus dem Dargestellten, dass der Cultivator bei jenen Nutzpflanzen, von denen das Lichtbedürfniss bekannt ist, dasselbe bei der Vertheilung seiner Culturen berücksichtige, und bei jenen, von denen dieses Bedürfniss noch nicht erforscht ist, zur Erforschung beitrage.

„Die Stunden des Sonnenscheins zählen, heisst nichts anderes, als die Dauer der Blattthätigkeit — wohl des wichtigsten aller vegetabilischen Processe — in Rechnung ziehen“ (Hoffmann pag. 395); daher wollen wir wegen des entscheidenden Einflusses, den die Tagesdauer für die Vegetation und folglich auch für die land- und forstwirthschaftliche Pflanzenproduktion hat, hier zum gelegentlichen Gebrauche die Tageslängen für den 40. 45. und 50. Grad nördlicher Breite von 5 zu 5 Tagen tabellarisch angeben.

*) Vergl. Kerner: „Die Grenzen der Holzpflanzen in den Alpen.“

Dieselben sind berechnet mit Berücksichtigung der Refraction, deren Betrag im Horizonte zu $r = 35'$ angenommen wurde.

Datum		Tageslänge in der geographischen Breite von 40°	45°	50°
Jänner	1.	9^h 20^m	8^h 47^m	8^h 5^m
„	16.	9 37	9 8	8 32
„	31.	10 5	9 41	9 12
Februar . .	15.	10 40	10 24	10 4
März	2.	11 18	11 9	10 58
„	17.	11 58	11 56	11 55
April	1.	12 36	12 44	12 52
„	16.	13 15	13 29	13 46
Mai	1.	13 51	14 12	14 38
„	16.	14 22	14 50	15 23
„	31.	14 45	15 17	15 57
Juni . . .	15.	14 57	15 32	16 15
Juli	1.	14 55	15 30	16 13
„	16.	14 41	15 12	15 51
„	31.	14 16	14 42	15 14
August . . .	15.	13 44	14 3	14 27
„ . . .	30.	13 7	13 20	13 35
September . .	14.	12 29	12 34	12 40
„ . .	29.	11 50	11 47	11 44
October . . .	14.	11 11	11 0	10 48
„ . . .	29.	10 33	10 16	9 55
November . .	13.	10 0	9 36	9 6
„ . .	28.	9 34	9 4	8 27
December . .	13.	9 18	8 45	8 3
„ . .	28.	9 18	8 44	8 1

Folgende Tabelle endlich gibt nach Klöden Handbuch der Erdkunde die Dauer des längsten und kürzesten Tages an verschiedenen Orten der Erde an, wobei jedoch zu bemerken ist, dass dieselben nur für die nördliche Hemisphäre genau sind, da wegen des längeren Verweilens der Sonne über dieser die Zahlen für den Süden um etwas verschieden sind.

Breite	Dauer des längsten Tages	Dauer des kürzesten Tages	Breite	Dauer des längsten Tages	Dauer des kürzesten Tages	Der längste Tag währt	Breite	Der längste Tag währt	Breite
0	12^h 0^m	12^h 0^m	45	15^h 24^m	8^h 34^m				
5	12 17	11 43	50	16 9	7 51	12 Stund.	0	22 Stund.	65·8
10	12 35	11 25	55	17 7	6 53	13 „	16·7	23 „	66·3
15	12 53	11 7	60	18 30	5 30	14 „	30·8	24 „	66·5
20	13 13	10 47	65	21 9	2 21	15 „	41·4	1 Monat	67·5
25	13 34	10 26	66°32′	24 0	0 0	16 „	49·0	2 „	69·5
30	13 56	10 4	70	fast 6 Tg.	—	17 „	54·5	3 „	73·3
35	14 22	9 38	75	103 „	—	18 „	58·5	4 „	78·3
40	14 51	9 9	80	134 „	—	19 „	61·3	5 „	84·0
			85	161 „	—	20 „	63·4	6 „	90·0
			90	186 „	—	21 „	64·8		

B. Wärme.

Allgemeines über die Natur der Wärme.

Um die richtige Vorstellung von dem Gange der Wärme, — des wichtigsten klimatischen Factors, der auch alle nachfolgenden beherrscht — zu gewinnen, ist es nothwendig, folgende Hauptsätze aus der Physik und Meteorologie festzuhalten:

1. Die Erdkugel ist ein Körper von nur mehr sehr geringer Eigenwärme. Diese Eigenwärme ist so gering, dass die Erdoberfläche, wenn sie nicht eine andere Wärmequelle, — die Sonne, — hätte, alsbald die allgemeine Temperatur des Weltraumes bis auf einen unmessbaren Unterschied annehmen würde. Eben darum trägt auch die Eigenwärme der Erde zur Erhöhung der von der Sonne gespendeten Wärme nur einen ganz unmerklich kleinen Betrag bei; und wenn dieser Beitrag ganz wegfiele, würde die mittlere Temperatur der Erdoberfläche nur um etwa $^1/_{30}$ bis $^1/_{40}$ Grad Celsius geringer sein, als sie gegenwärtig ist.

2. Der allgemeine Weltraum hat eine sehr niedrige Temperatur, die, in Thermometergraden ausgedrückt, mindestens etwa — 60⁰ C. betragen muss, nach Pouillet's Berechnungen aber wahrscheinlich noch viel niedriger, etwa auf — 142⁰ C. steht. Diese Temperatur ist die Resultirende aus dem Wärmezustande des Weltraumes an und für sich, und der von den Sternen herrührenden Wärme, welch' letztere für die Gegend des Weltraumes, in welcher unsere Erde sich bewegt, nach den Berechnungen Pouillet's etwa so viel ausmacht, wie $^5/_6$ derjenigen Wärme die von der Sonne an die Erde abgegeben wird. Wenn trotzdem der Weltraum so kalt ist, so liegt die Bedeutung der Sternenwärme nur darin, dass eben der Weltraum noch um jenen Betrag kälter wäre, wenn es keine Sternenwärme gäbe. Vom Weltraume, die Sterne mit inbegriffen, kann also die Erde keine positive Wärme erhalten, d. h. sie kann dadurch nur erkalten, so lange sie nicht selbst schon die tiefe Temperatur des Weltraumes hat.

3. Die Erwärmung der Erdrinde hängt daher wesentlich nur von der Sonne ab, deren Strahlen aber, bis sie zur Erde gelangen, von der Atmosphäre, insbesondere von den Dünsten derselben, zu einem bedeutenden Theile ($^1/_3$ bis $^1/_5$) absorbirt, und hauptsächlich zur Erhaltung ihrer Dampfform verwendet werden.

Vor Allem muss daher, um die Wärmezustände der Erde beurtheilen zu können, die Wirkungsweise der wärmenden Sonnenstrahlen erkannt werden. Hievon ist bekannt, dass ihre Intensität im geraden Verhältnisse wächst mit dem Cosinus des Einfallswinkels der Strahlen und mit der Dauer der Bestrahlung. Dieser Einfallswinkel, und daher auch sein Cosinus, wächst aber mit der Höhe der Sonne über dem Horizonte; ist also täglich grösser um Mittag als am Morgen und Abend, ist nach den

Jahreszeiten grösser im Sommerhalbjahr als im Winterhalbjahr, und ist das ganze Jahr hindurch grösser in den niedrigen Breiten (Aequatornähe) als gegen die Pole hin.

Um die Gesammtmenge von Wärme, welche auf der Erde jährlich wirklich von der Sonne erzeugt wird, a priori zu berechnen, dazu fehlen die Elemente, wesshalb auch die bisher versuchten Berechnungen in ihren Resultaten sehr weit von einander abweichen und weit weniger Bedeutung für die richtige Erkenntniss haben, als die Resultate der nach und nach sich sammelnden Temperaturbeobachtungen möglichst vieler Stationen. Aber ein annäherndes Bild von der verhältnissmässigen Wärmemenge, welche, abgesehen von localen Modificationen, bloss in Folge der Stellung der Sonne zur Erde, den verschiedenen Zonen zugestrahlt wird, also ein Bild des mathematischen Wärmeklimas der Erde, gibt die folgende Tabelle, die nach Meech berechnet wurde *).

Jährliche Sonnenstrahlung.

Geographische Breite	Verhältniss nach Aequatorial-		Wärmemass in ^{0} R.
	Monaten	Tagen	
0	12·00	365·24	22·00
10	11·83	360·19	21·50
20	11·34	345·21	20·01
30	10·55	321·00	17·60
40	9·48	288·55	14·39
50	8·21	249·74	10·55
60	6·83	207·76	6·38
70	5·69	173·04	2·93
80	5·15	156·63	1·31
90	4·98	151·59	0·80

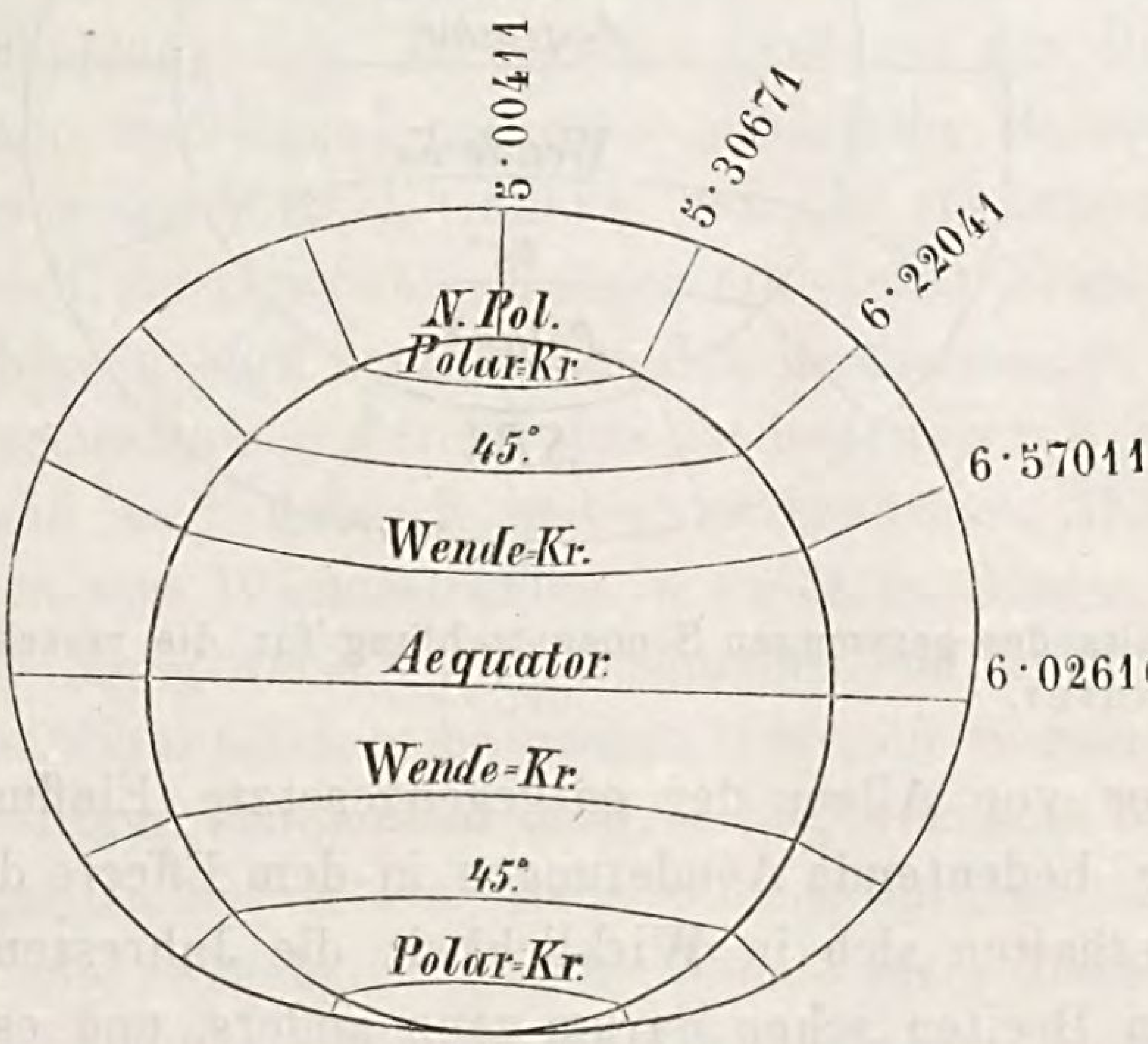
Hier zeigen die 2. und 3. Columne (Aequatorial-Monate und Tage), wieviel Wärme im Jahre den verschiedenen Breitezonen verhältnissmässig zugestrahlt wird, wenn man als Einheit die dem Aequator durch alle 12 Monate oder 365·24 Tage des Jahres zugehende Sonnenwärme annimmt. In der geographischen Breite von 10^0 macht also der Insolationsbetrag so viel aus, wie am Aequator in nur 11·83 Monaten oder 360·19 Tagen; dem 90. Grade der Breite oder dem Pol kommt noch so viel Insolation innerhalb eines Jahres zu, wie dem Aequator in 4·98 Monaten oder 151·59 Tagen u. s. w. Die letzte Columne gibt in Graden Reaumur's das Verhältniss der Jahrestemperaturen an, welche in den verschiedenen Breiten herrschen würden, wenn es bloss auf die Insolation ankäme.

Graphisch dargestellt, und zwar abgesondert nach Sommer, Winter und Jahr, werden diese Verhältnisse noch anschaulicher. Die verhältniss-

*) Mitgetheilt in Schmidt „Lehrbuch der Meteorologie."

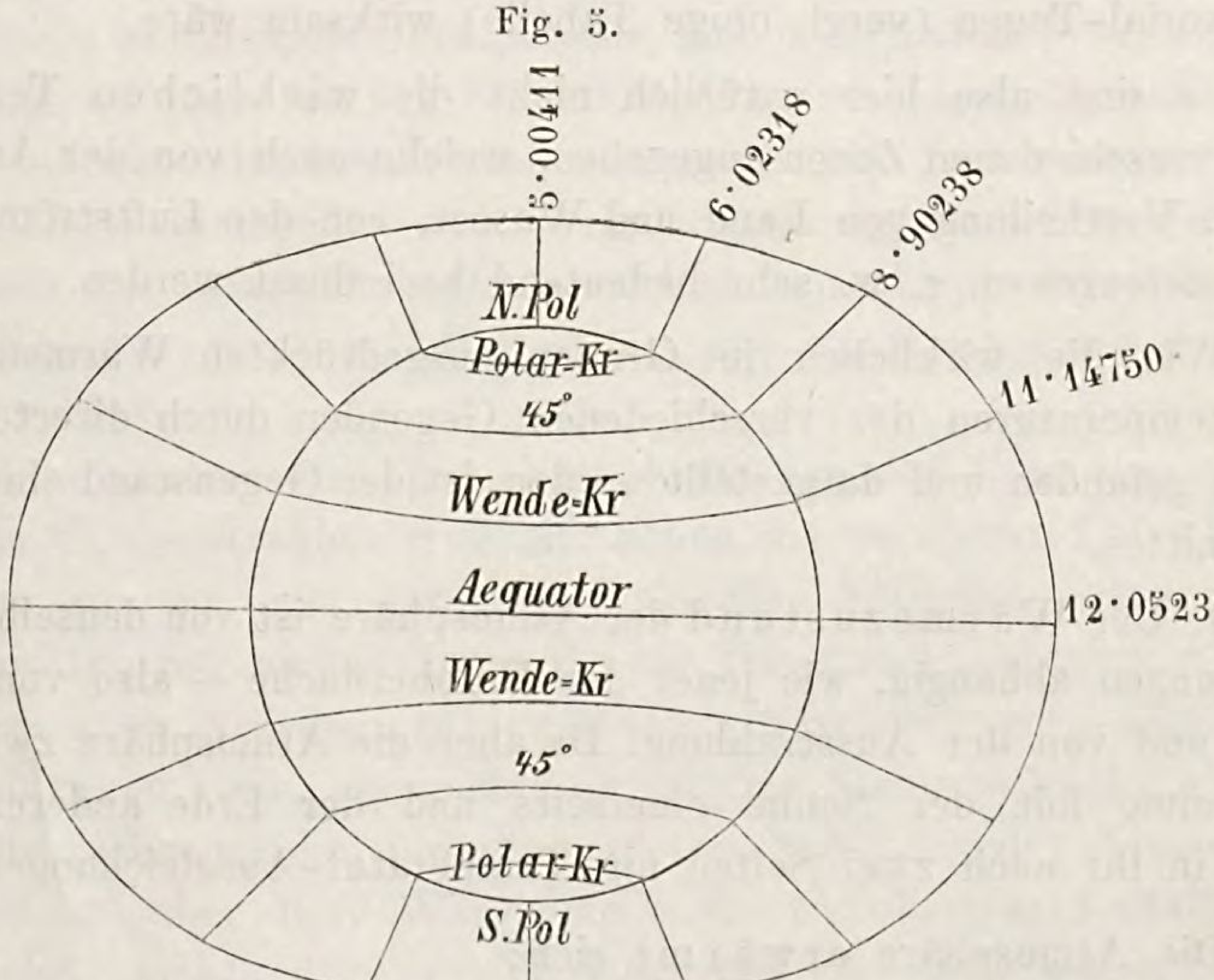
mässigen Wärmemengen, welche dem Aequator und den verschiedenen Breitengraden zugestrahlt werden, sind hier durch die verschieden langen radialen Linien angedeutet, welche von den betreffenden Parallelkreisen nach Aussen divergiren und deren Endpunkte, mit einander verbunden, je einen Meniscus um den Erdkreis darstellen; die beigeschriebenen Zahlen bedeuten das genauere Verhältniss der Bestrahlungssummen für die einzelnen geographischen Breiten.

Fig. 4.



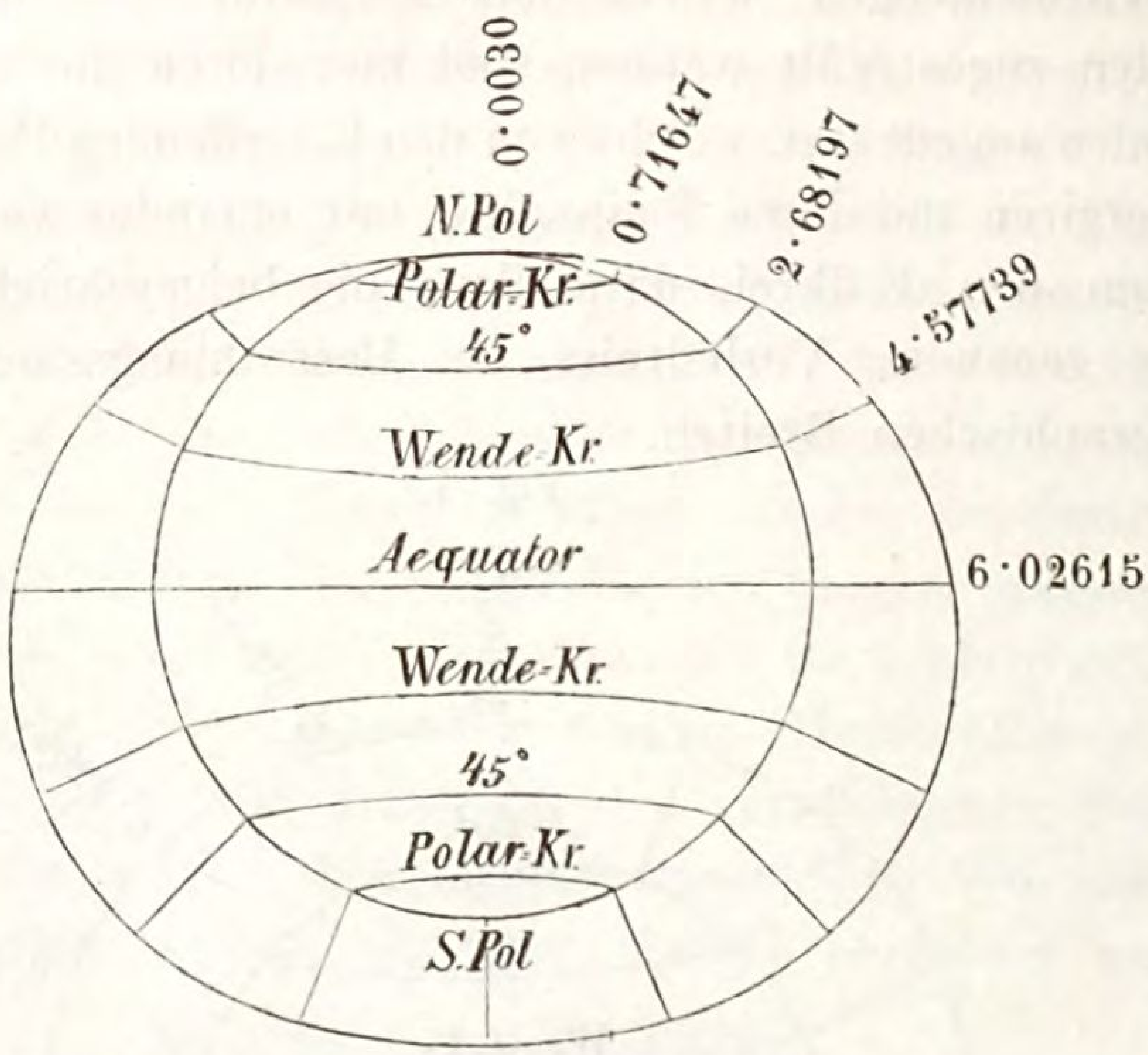
Verhältniss der gesammten Sonnenstrahlung für die verschiedenen Breitengrade in unserem Sommer.

Fig. 5.



Verhältniss der gesammten Sonnenstrahlung für die verschiedenen Breitengrade im ganzen Jahre.

Fig. 6.



Verhältniss der gesammten Sonnenstrahlung für die verschiedenen Breitengrade in unserem Winter.

Da aber vor Allem der entgegengesetzte Einfluss, die nächtliche Ausstrahlung, bedeutende Aenderungen in dem Effecte der Insolation hervorbringt, verhalten sich in Wirklichkeit die Jahrestemperaturen in den verschiedenen Breiten schon darum ganz anders, und es ist z. B. am Pol wegen der langen nächtlichen Ausstrahlung bei weitem nicht so warm, als wenn dort die Wärme von 4·98 Aequatorial-Monaten oder 151·59 Aequatorial-Tagen (vergl. obige Tabelle) wirksam wäre.

Es sind also hier natürlich nicht die wirklichen Temperaturen in den verschiedenen Zonen angegeben, welche auch von der Ausstrahlung von der Vertheilung von Land und Wasser, von den Luftströmungen, den Hydrometeoren u. s. w. sehr bedeutend beeinflusst werden.

Wie die wirklichen in Graden ausgedrückten Wärmemengen und Mitteltemperaturen der verschiedenen Gegenden durch directe Beobachtungen gefunden und dargestellt werden, ist der Gegenstand eines späteren Abschnittes.

4. Der Wärmezustand der Atmosphäre ist von denselben Hauptbedingungen abhängig, wie jener der Erdoberfläche — also von der Insolation und von der Ausstrahlung. Da aber die Atmosphäre zwischen dem Weltraume mit der Sonne einerseits und der Erde andererseits liegt, finden in ihr nach zwei Seiten hin Temperatur-Ausgleichungen statt.

Die Atmosphäre erwärmt sich:

a) durch Absorption von Wärme aus den durch sie nicht unverändert hindurchgehenden Sonnenstrahlen;

b) durch Rückstrahlung von der erwärmen Erde;
c) durch Mittheilung oder langsame Leitung.

Die Atmosphäre erkältet sich:

a) durch Ausstrahlung gegen den Weltraum;
b) durch Ausstrahlung gegen die Erde, wenn und wo die letztere kälter ist, als die darüber befindliche Atmosphäre;
c) im letzteren Falle auch durch Mittheilung oder langsame Leitung.

5. Von den im vorhergehenden Punkte erwähnten Fällen der Erwärmung und Abkühlung der Atmosphäre gewinnen für die uns umgebenden Luftschichten vorwiegend nur zwei praktische Bedeutung:

Die Erwärmung durch Rückstrahlung von der erwärmten Erde, und die Abkühlung durch Ausgleichung mit der erkalteten Erde.

Die Atmosphäre gehört nämlich zu den diathermanen Substanzen, d. h. sie lässt Wärmestrahlen durch, ohne bedeutendere Antheile davon zu verschlucken und sich dadurch selbst zu erwärmen. Diess gilt aber nicht für alle Arten von Wärmestrahlen in gleichem Masse. Man muss unterscheiden die Wirkungsweise der Wärmequellen von hoher Temperatur (z. B. geschmolzene Metallmassen, brennende Gase, die Sonnenatmosphäre) und solcher von niedriger Temperatur (z.B. solche, welche selbst erst durch entfernte Wärmequellen der ersten Art erwärmt wurden, und daher erborgte Wärme wieder abgeben, wie die Wände eines thönernen Ofens, die Planeten und so auch die Erde). Viele Substanzen, und so auch die atmosphärische Luft, sind zwar sehr diatherman für Strahlen von hochgradigen und unmittelbaren Wärmequellen, verschlucken hingegen weit mehr Wärme von niedriger Temperatur und mittelbaren Wärmequellen. Daher kommt es, dass die von der glühenden Sonne ausgehenden Strahlen wenig verändert durch die reine atmosphärische Luft (weniger durch nebelreiche Luft) durchgehen und wenig Erwärmung darin hervorbringen, dass hingegen die von der bestrahlten Erde zurückgeworfenen Wärmestrahlen reichlicher von der Luft absorbirt und zur Erwärmung derselben verwendet werden.

Die Atmosphäre wird also weit mehr von der Erde aus, als von den directen Sonnenstrahlen erwärmt. Schon die untersten Luftschichten verschlucken so viel von der rückstrahlenden Erdwärme, dass zu den oberen Schichten nur mehr geringe Mengen dieser rückkehrenden Strahlen gelangen, um auch dieselben zu erwärmen. Diese nach oben zerstreuten Wärmestrahlen der Erde, und nicht die directen Sonnenstrahlen, sind die vorzüglichste Wärmequelle für die unteren Schichten der Atmosphäre. Eben darum hat aber diese Wärmequelle für die obersten Luftschichten nur mehr eine geringe directe Wirkung und dieselben wären für ihre Erwärmung hauptsächlich nur auf die (nach dem früheren nur wenig ausgiebige) Absorption der directen Sonnenstrahlen angewiesen, wenn

nicht wenigstens mittelbar (durch Aufsteigen erwärmter Luft) auch mehr Wärme nach oben geführt würde. Fände dieses Aufsteigen nicht statt, so müsste man zwei Schichten der Atmosphäre unterscheiden: eine untere, die vorwiegend von der Erde aus erwärmt würde, und eine obere (äussere), deren Erwärmung nur mehr von der directen Bestrahlung allein abhängen würde.

Was hingegen die Wärmeausstrahlung (Abkühlung) der Atmosphäre anbelangt, so macht sich abermals eine solche Unterscheidung bemerkbar.

Die feste Erdrinde hat eine geringere Wärmecapacität als die Atmosphäre; sie verliert also, wenn die Bestrahlung aufgehört hat, ihre Wärme rascher als die umgebende Luft (ein Thermometer, Nachts am nackten Boden liegend, sinkt tiefer, als ein höher aufgehängtes) und auch rascher als die oberen Luftschichten. Den unteren Luftschichten steht daher, wenn die Sonne unter dem Horizonte verweilt, als kältestes Object die rasch erkaltende Erdoberfläche gegenüber. Die Abkühlung eines erwärmten Körpers (hier der Atmosphäre) erfolgt aber gegen das kältere Object hin desto geschwinder, je grösser der Unterschied der Temperaturen beider Objecte ist (Newton); die Luftschichten strahlen also intensiv ihre Wärme gegen die stark erkaltende Erde aus; ihre Wirkung wird jedoch durch die stets noch intensivere Abkühlung der Erdrinde übertroffen, und so verliert auch die Luft ihre Wärme in rascher Progression. Auch hier wäre eine Grenze zu denken, jenseits welcher die Luft ihre Wärme, wegen grosser Entfernung, nicht mehr vorwiegend an die erkaltende Erde, sondern nur mehr an den kalten Weltraum abgibt. Die Luftströmungen aber verwischen diese Grenze.

6. Die unteren Luftschichten erwärmen sich nicht nur darum bei Tage intensiver, weil sie der erwärmenden Erde näher liegen, sondern auch, weil sie (durch den Druck der darüber liegenden Luftschichten) dichter sind und die in der Atmosphäre stattfindende Wärmeabsorption der Dichte der einzelnen Luftschichten proportional ist. Das Gegentheil findet an den oberen Luftschichten statt; sie erhalten von der Erde wenig, — absorbiren aber wegen ihrer geringeren Dichte auch von der directen Sonnenwärme nur wenig.

Dieser Gegensatz wird theilweise ausgeglichen durch die schon angedeuteten verticalen Luftströmungen. Die erwärmte untere Luft wird minder dicht, leichter, steigt daher in die Höhe, und kältere Luft sinkt allmälig nach unten, um an der Erwärmung theilzunehmen und dann wieder aufzusteigen u. s. w.

Auch seitwärts dringt in den mehr erwärmten, daher theilweise evacuirten Raum kältere Luft aus der Nachbarschaft ein, erwärmt sich und liefert so ein Contingent zum aufsteigenden Luftstrome.

Diese Processe, ebenso wie der in 5 auseinandergesetzte, gehen in ihrer Reinheit nur bei heiterer und ruhiger Atmosphäre vor sich; sie selbst aber geben Veranlassung zur Bildung von Nebeln, Wolken, Niederschlägen und heftigeren seitlichen Luftströmungen, welche dann den ruhigen Gang der Temperaturausgleichung unterbrechen.

7. Da die Erwärmung und Abkühlung der unteren Luftschichten hauptsächlich von der Erdoberfläche beeinflusst wird, dieser Einfluss aber je nach der verschiedenen Wärmecapacität des Bodens verschieden ist, ergibt sich die Nothwendigkeit, in die Klimatologie auch die Untersuchungen über die Erwärmungsfähigkeit der verschiedenen Bodenarten und deren Vegetationsdecken einzubeziehen.

8. Die Factoren, von denen der Gang der Erwärmung unserer Erde und Atmosphäre abhängt, sind seit den ältesten historischen Zeiten bis heute im Wesentlichen gleich geblieben und werden auch durch Jahrtausende noch dieselben bleiben, und zwar nicht nur der Art, sondern auch dem Maasse nach; denn, wie wir bereits auseinandergesetzt haben, weder die Wärmekraft der Sonne an und für sich, noch die Stellung der Erde zur Sonne oder im Weltraume, noch die Natur der Atmosphäre, noch endlich die Natur der Erde selbst unterliegen solchen Aenderungen, welche messbare Unterschiede in der Erwärmung der Erde und der Luft auf die Dauer hervorbringen könnten. Was dagegen vorgebracht werden kann, bezieht sich eben nur auf unmessbare oder doch für das organische Leben irrelevante Beträge, die sich überdiess durch periodischen Wechsel im Ganzen ausgleichen.

Hiemit ist eine allgemeine Uebersicht der leitenden Grundsätze für den Abschnitt von der Wärme in der Klimatologie gegeben, und zugleich der Weg vorgezeichnet, den die weitere Ausführung einzuschlagen hat.

Im Ganzen haben wir dabei immer die Vorstellung festzuhalten, dass die Erde alle Wärme von der Sonne und alle Abkühlung vom Weltraume erfährt, dass jeder Punkt der Erde der Einwirkung der letzteren fortwährend, hingegen derjenigen der ersteren nur bei Tage ausgesetzt ist, und dass der wirkliche Wärmezustand jedes Punktes von der Resultirenden aus diesen beiden Kräften abhängt.

Das Hauptaugenmerk muss also auf den Gang dieser beiden entgegengesetzten Wirkungen — der Insolation und der Ausstrahlung — gerichtet sein und dieselben nach Bodenarten, Erdzonen, Tages- und Jahreszeiten und Elevationen verfolgen.

Wärmeverhältnisse des Festbodens.

Einfluss der Wärmestrahlung auf die Temperaturverhältnisse des Bodens.

Von der Wärme, welche die Sonne der Erde zuwendet und von welcher auf dem langen Wege durch die Atmosphäre so viel zurückbehalten wird, dass der Erdboden nur $^2/_3$ bis $^4/_5$ davon empfängt, wird ein Theil reflectirt, ein anderer wird tiefern Erdschichten zugeführt und der Rest im Boden zurückgehalten.

Die Fähigkeit des Bodens zur Aufnahme der Wärme ist nicht nur von der Art der Oberfläche und deren Bedeckung abhängig, sondern auch von der Zertheilung der Bodenart, von dem dadurch und durch andere Umstände bedingten Feuchtigkeitsgehalt, von der Leitungsfähigkeit und endlich von der Wärmecapacität des Bodens selbst.

Das Gesetz, wonach Körper mit dunkler und rauher Oberfläche die Wärmestrahlen leichter absorbiren, aber auch leichter wieder ausstrahlen als helle und glatte Körper, wirkt hauptsächlich bestimmend auf die Erwärmung des Erdbodens ein.

Ein dunkler Basaltboden wird leichter durch die Wärmestrahlen erwärmt als ein heller Kalkboden, welcher neben den Lichtstrahlen eine grosse Menge von Wärmestrahlen reflectirt. Quarziger Sand erwärmt sich durch Strahlung sehr bedeutend. Man beobachtete, dass besonnter Sandboden in Südafrika Temperaturen bis zu 56⁰ R. zeigte. Am Nyassysee beobachtete Livingstone, dass selbst nach Sonnenuntergang die Steine oft noch so heiss waren, dass man sich nicht darauf setzen konnte. Wenn dann in Folge nächtlicher Ausstrahlung die Oberfläche sich rasch abkühlte und zusammenzog, sprang oft mit lautem Knall die Rinde ab. Schübler fand in Tübingen einen besonnten Boden aus schwarzgrauer Gartenerde im Mittel um 21⁰ wärmer als die Luft daneben im Schatten. Im Sommer stieg der Unterschied auf 28⁰, selbst einmal auf 33·5, im Winter betrug er nur 11—12⁰. Dagegen ist Lehmboden, welcher eine weniger rauhe Fläche zeigt, auch weniger geeignet Wärme aufzunehmen oder auszustrahlen.

Um den Einfluss von Farbe und Feuchtigkeit zu ermitteln, wurden von Schübler eine Anzahl von Erden in flachen Kästchen dem Sonnenlichte ausgesetzt. Sie waren theils feucht, theils trocken, in ihrer natürlichen Farbe oder gefärbt. Bei einer Temperatur von 22—25⁰ im Schatten zeigten diese Erden im August zwischen 11 und 3 Uhr folgende Wärmegrade:

Erdarten	Temperaturmaxima der obersten Erdschichte			
	natürliche Farbe		trocken und gefärbt	
	nass	trocken	weiss	schwarz
Quarzsand, hellgelblichgrau	37·2	44·7	43·2	50·9
Kalksand, weisslichgrau	37·4	44·5	43·2	51·1
Gyps, weissgrau	36·2	43·6	43·5	51·2
Thon, mit 45% Sand, gelblich	36·7	44·1	42·4	49·7
Thon, mit 24% Sand, gelblich	37·2	44·5	42·1	49·5
Reiner Thon, ohne Sand, gelblichgrau	37·4	44·6	41·9	49·1
Bläulichgrauer Thon (mit 10% Sand)	37·4	44·6	41·2	48·9
Kalk, weiss	35·6	43·6	43·1	50·7
Humussäure, bräunlichschwarz	39·7	47·4	42·5	49·4
Gartenerde, schwärzlichgrau	37·5	45·2	42·4	50·2
Ackererde, grau	36·9	44·2	42·0	50·0
Schiefriger Mergel, bräunlichroth	38·7	46·2	42·4	50·7

Bedeckung des Bodens mit Schnee hindert sowohl die Aufnahme als die Ausstrahlung der Wärme. Auch ist das Aufthauen und Verdunsten des Schnees durch das dabei stattfindende Binden von Wärme mit beträchtlicher Abkühlung des Bodens verbunden.

Es ist eine bekannte Erfahrung, dass unbedeckter Boden weit tiefer gefriert als derselbe Boden unter einer Decke von Schnee. Der Schnee schmilzt im directen Sonnenschein dort am leichtesten, wo dunklere Körper (Steine, Bäume, Pfähle u. dgl.) die Wärme leichter aufnehmen und um sie herum wird die Erde zuerst blossgelegt.

Der Feuchtigkeitsgehalt des Bodens wirkt in zweierlei Weise auf die Wärme ein. Die Feuchtigkeit wird durch die Wärme verdunstet und diese daher in dem entweichenden Dampfe latent, ohne dem Boden selbst zu Gute zu kommen.

Die Wärme, welche 1 Pfd. Schnee oder Eis von 0° in Wasser verwandelt, würde hinreichen, um 63 Pfd. Wasser um 1° erwärmen. Um 1 Pfd. Wasser von 100° in Dampf zu verwandeln, bedarf es 6·8mal so viel Wärme, so dass man damit fast 430 Pfd. Wasser um 1° erwärmen könnte.

Das Wasser besitzt sodann eine grössere, fast 5mal so grosse Wärmecapacität als jede Erdart. Der feuchte Boden wird daher weit mehr Wärme aufnehmen müssen, um zum gleichen Grade erwärmt zu werden, als es beim trockenen Boden der Fall ist. Der feuchte Boden wird aber auch längere Zeit seine Wärme behalten können.

Sandiger, zerklüfteter Boden wird sich demgemäss auch von lehmigem oder humusreichem Boden wesentlich verschieden verhalten. Die wasserhaltende Kraft des letzteren wird ihn längere Zeit feucht erhalten und demgemäss wird er sowohl im Ganzen eine minder hohe Wärme erreichen, als bei ihm auch extreme Temperaturveränderungen minder auffal-

lend eintreten können. Eine Uebersicht über das Verhalten der Bodenarten in Bezug auf Absorptionskraft für Dünste, sowie auf die Fähigkeit Wasser zu halten geben wir hier nach Schübler's Versuchen.

Bodenarten	Gewicht eines Cub.-Cent. Erde		Wasser zurückhaltende Kraft		Wasserdampf-Absorptionsfähigkeit			
	getrocknet bei 60°	benetzt	Von 100 Th. Wasser verdunsten in gleicher Zeit	Gleiche Theile bedürfen Zeit, um auf denselben Grad auszutrocknen	Gleiche Gewichtstheile absorbiren in Stunden.			
	Kilogramme				12	24	48	72
Quarzsand . . .	2·044	2·494	88·4	4 St. 4 M.	0·0	0·0	0·0	0·0
Kalksand	2·085	2·605	75·9	4 „ 44 „	1·0	1·5	1·5	1·5
Gepulverter Gyps	1·676	2·350	71·7	5 „ 1 „	0·5	0·5	0·5	0·5
Thon mit 45% Sand	1·799	2·386	52·0	6 „ 55 „	10·5	13·0	14·0	14·0
Thon mit 24% Sand	1·621	2·194	45·7	7 „ 52 „	12·5	15·0	17·0	17·5
Thon mit 10% Sand	1·423	2·156	34·9	10 „ 19 „	15·0	18·0	20·0	20·5
Reiner Thon ohne Sand	1·376	2·126	31·9	11 „ 17 „	18·5	21·0	24·0	24·5
Feiner kohlensaurer Kalk	1·006	1·758	28·0	12 „ 51 „	13·0	15·5	17·5	17·5
Humussäure . . .	0·632	1·428	20·5	17 „ 33 „	40·0	48·5	55·0	60·0
Gartenerde . . .	1·449	1·744	24·3	14 „ 49 „	17·5	22·5	25·0	26·0
Ackererde . . .	1·537	2·810	32·0	11 „ 15 „	8·0	11·5	11·5	11·5
Schiefriger Mergel	2·048	2·600	68·0	5 „ 53 „	12·0	14·5	15·5	15·8

Die Absorptionsfähigkeit des Bodens für Wasserdampf sowie für andere Gase (Kohlensäure, Ammoniak) muss in einer anderen Richtung auch noch wärmeerhöhend wirken. Bei einer jeden Absorption muss ja die gebundene Wärme des Gases frei werden, und als freie Wärme im Boden vorhanden sein, sowie umgekehrt beim Verdunsten des Wassers die freie Bodenwärme bis zur Eisbildung gebunden werden kann. Wenn daher in bewegter Luft der feuchte Boden stark erkalten muss, so kann andererseits auch die Absorption von Feuchtigkeit aus damit gesättigter Luft erwärmend wirken.

Die Wärmeleitungsfähigkeit der Bodenart wird auf ihre Wärme nur geringen Einfluss ausüben können, da sie für alle Bodenarten sehr gering ist, wenn auch einige Verschiedenheit bei ihnen beobachtet wurde.

So fand man im Granit eine Temperaturzunahme von 1° R. auf 107' W., während im Thonschiefer eine solche schon bei 94' W. beobachtet wurde.

Helmersen*) verglich Stücke von verschiedenen festen Gesteinen mit einander auf ihre Leitungsfähigkeit für Wärme und fand folgende Reihenfolge unter 8 Gesteinen, auf welche sich seine Beobachtungen bezogen. Am besten leitet die Wärme der Quarz, ihm folgen quarz-

*) Siehe Helmersen über die relative Wärmeleitungsfähigkeit verschiedener Felsarten in Pogg. Ann. LXXXVIII. S. 461.

reicher Glimmerschiefer, feinkörniger Granit, Marmor. Aphanitporphyr, harter Serpentin, feinkörniger Sandstein mit thonkalkigem Bindemittel und dichter grauer Kalkstein.

Hiervon wohl zu unterscheiden, indessen gleich in der Wirkung, ist das Mitführen von Wärme durch das in tiefere Erdschichten hinabsickernde Wasser.

Die Wärmecapacität der Bodenarten ist begreiflicherweise ebenso verschieden, als die Bestandtheile derselben sind. Sie lässt daher nur eine ungefähre Schätzung zu. Zur Beurtheilung derselben diene die folgende Vergleichung einiger Mineralien.

Die specifische Wärme bei gleichem Gewicht beträgt für

Wasser	1·000
Kalk (Kalkspat, Bitterspat)	0·210
Quarz	0·189
Feldspat	0·191
Basalt	0·194
Gyps	0·273
Torf	0·507

Für die verschiedenen Erdarten lässt sich die Wärmecapacität zwischen 0·19 und 0·50 annehmen. Trockene humusfreie Bodenarten werden nahezu gleich verhalten ($^{1}/_{5}$); humusreiche Erden stehen höher. Ebenso werden thonige Erden durch ihren Wassergehalt eine günstigere Zahl aufweisen können, wie diess unter anderem aus den Angaben folgender Tabelle hervorgeht, die wir den Bestimmungen von Pfaundler verdanken *).

Beschreibung der Erden und Fundorte derselben	Specifische Wärme der bei 80° getrockneten Substanz	Wasser-verlust bei 80° in Procenten	Specifische Wärme der lufttrockenen Substanz
Flugsand von den Puszten östlich von Pest (Herminenfeld), feines, gelbes Sandpulver ohne Humus	0·1923	0·27	0·1945
Alluvialsand vom Donauufer bei Mautern in Niederösterreich, humusfrei	0·2140	0·30	0·2163
Sand von der Türkenschanze bei Wien; tertiäre Sandhügel, humusfrei	0·2029	0·41	0·2062
Kalksand	0·2081	—	—
Erde von den Sandsteingebirgen des Wiener Waldes bei Dornbach, hellbraunes, feines Pulver	0·2503	2·35	0·2679
Erde vom Anninger (Kalkberg im Wiener Walde), mittelbraunes, gelbes Pulver	0·2829	3·00	0·4044

*) Dr. Leop. Pfaundler, über die Wärmecapacität verschiedener Bodenarten und deren Einfluss auf die Pflanze. Aus dem LIV. Bde. der Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. II. Abth. 1866.

Beschreibung der Erden und Fundorte derselben	Specifische Wärme der bei 80° getrockneten Substanz	Wasserverlust bei 80° in Procenten	Specifische Wärme der lufttrockenen Substanz
Erde von der Ginselshöhe bei Scheibbs, Kalkberg in den niederösterreichischen Voralpen (Aptychenkalk), hellbraunes, feines Pulver	0·3161	2·00	0·3298
Erde vom Oetscher, Kalkalpe in Niederösterreich, gelbbraune, ziemlich harte Körner	0·2829	3·49	0·3075
Erde vom Granitplateau im Mühlviertel in Oberösterreich	0·3489	1·51	0·3587
Erde von den Schiefergehängen des Donauthales bei Dürnstein (Gneiss)	0·2147	1·41	0·2258
Erde vom Serpentinstock am Südrande des böhmisch-mährischen Gebirgsplateaus	0·2793	1·00	0·2821
Erde vom Kaiserstein, dem Gipfel des niederösterr. Schneeberges; dunkelbraune, sehr leichte und sehr humusreiche Krume, geognostische Unterlage, Isokardienkalk	0·4143	5·90	0·4436
Erde aus einem Wiesenmoor am Rákos in Ungarn; enthält viel Quarzsand beigemengt	0·2507	1·22	0·2598
Torf aus einem Hochmoor bei Mariazell in Steiermark, fast nur aus Pflanzenresten bestehend und sehr leicht	0·5069	4·55	0·5293
Steppenboden im Inundationsgebiete zwischen der Zagyva und Theiss, harte, aschgraue thonige Stücke, völlig unfruchtbar	0·2682	2·09	0·2836
Erde von besonders fruchtbaren Weizenäckern bei Palota in der Nähe von Stuhlweissenburg in Ungarn	0·2847	2·66	0·3037
Szék-Só, Kehr-Soda von den Ufern der Lachen bei Sapio-Szella in Ungarn, weisslich-aschgraues, leichtes Pulver	0·2136	—	—

Die Wirkung der höheren Wärmecapacität auf die Bodenwärme ist vorzugsweise eine ausgleichende. Bodenarten mit höherem Grade derselben erwärmen sich langsamer und behalten ihre Wärme länger als Erden von geringerer Wärmecapacität. In letzteren werden daher Temperaturextreme leichter auftreten können, was meistens weniger günstig für die Vegetation sein wird.

Da feuchte Bodenarten nach dem Gesagten grössere Wärmecapacitäten besitzen als trockene, ergibt sich durch das Austrocknen feuchter Bodenarten eine gewisse klimatische Aenderung, welche sich unter andern in schädlicher Weise zufolge der Entsumpfungsarbeiten an der Theiss für viele Theile Ungarns eingestellt haben.

Die Fähigkeit des Bodens Wärme auszustrahlen, steht im geraden Verhältnisse zu der Aufnahmsfähigkeit desselben. Wir könnten uns also mit dem im vorigen darüber Gesagten begnügen, wenn nicht als besonderes Moment hier noch der wechselnde Einfluss ins Auge zu fassen wäre, welchen die Wolken auf das Zurückhalten der Wärme an der Erdoberfläche ausüben. Bei wolkenfreiem Himmel ist die Strahlung gegen

den Weltraum eine ungehinderte. Es wird daher auch in sternheller Nacht die Temperatur des Bodens stets beträchtlich tiefer sein als die Wärme der Luft.

In London findet man den Boden zufolge der nächtlichen Strahlung in der Regel 8—10° unter die Temperatur der Luft erkaltet.

Bei Nebel oder mit niederen Wolken bedecktem Himmel indessen werden die Wärmestrahlen, welche die Wolken treffen, von diesen wieder zur Erde zurückgeworfen und es kann eine weitere Abkühlung nicht stattfinden. Wolken in grösserer Höhe hindern die Wärmestrahlung des Bodens nicht so völlig.

Aber auch bei heiterem Himmel kann die Ausstrahlung der Wärme unmerklich werden, wenn durch stark bewegte Luft dem Boden fortwährend neue warme Luftschichten zugeführt werden, welche die ausgestrahlte Wärme stets wieder ersetzen.

Diese Ausstrahlung der Wärme ist häufig die Ursache von Niederschlägen und von Eisbildung. Selbst in den Wüsten der Tropen, deren Luft am Tage auf 32° steigt, aber in der Nacht durch Ausstrahlung zu 5° herabsinken kann, bildet sich häufig Eis am Boden. In unsern Breiten ist die Bildung von Thau und Reif vorzüglich in der Abkühlung des Bodens durch diese Ursache bedingt.

Die Strahlung wird dem Gesagten zufolge geringer sein an Orten mit häufigen Nebeln und wolkiger Atmosphäre, wie auf Inseln und an Küsten. Sie wird auf Höhen wirksamer sein als in Thälern. Die Beförderung der Wärmestrahlung durch die Vegetation ist bereits erwähnt.

Es scheint, dass selbst neblige Dunstmassen, welche dem Auge noch nicht sichtbar sind, auf die Strahlung einen mächtigen Einfluss nehmen. Orte mit feuchter Atmosphäre in Indien zeigten nach Schlagintweit stets eine höhere Bodenwärme als trockene Orte, selbst wenn diese ein höheres Wärmemittel der Luft zeigten.

In Calcutta, bei einem feuchten Klima, fand Schlagintweit häufig 48° Bodenwärme, ja ein Maximum von 51·1°, in dem wärmeren aber trockenen Ihansi fand er nur einmal 48°, und das gerade vor Beginn der Regenzeit.

Die Wärme der Sonne durchdringt ohne merklichen Verlust die Dünste, während die vom Boden reflectirten Strahlen von ihnen zurückgehalten werden. Daher auch die auffallend rasche Abkühlung nach Sonnenuntergang in den trockenen Wüsten. So scheint auch die stechende Hitze, welche man vor Regen und Gewitter beobachtet, eine Folge verminderter Ausstrahlung unseres Körpers bei ungehinderter Wärmeaufnahme zu sein.

Vertheilung der Wärme im Festboden.

Bei der Vertheilung der Wärme im Erdboden hat man zweierlei Punkte in's Auge zu fassen, nämlich den Gang der von der Oberfläche

eindringenden Sonnenwärme und die in den Tiefen der Erde auftretende, der Erde eigenthümliche Wärme.

Die Sonnenstrahlen erwärmen die Bodenoberfläche bei weitem stärker als die darüber befindliche Luft.

Schübler in Tübingen beobachtete 54° R. an der Oberfläche des Bodens in der Sonne bei 20·5° Luftwärme im Schatten.

Wegen der geringen Leitungsfähigkeit des Bodens für Wärme ist der Gand derselben im Boden ein sehr langsamer. Die Temperaturschwankungen und Extreme werden daher in tieferen Schichten zu späterer Zeit eintreten als an der Erdoberfläche, wo sie mit den Extremen der Luftwärme gleichen Schritt halten.

Die Schwankungen der Wärme müssen aber auch in der Tiefe schwächer werden. In einer gewissen Tiefe werden sie ganz unmerklich. Bei verschiedenen Gesteinen wird diese Tiefe eine ungleiche sein. In 2—5′ Tiefe verschwinden durchschnittlich bereits die täglichen Temperaturänderungen unserer Breiten, in 8′ Tiefe sind die monatlichen Unterschiede kaum noch merklich, in 65—80′ Tiefe werden noch die jährlichen Extreme beobachtet. In grösseren Tiefen bemerkt man gar keine Temperaturänderungen.

Diese Tiefe beträgt nach Beobachtungen in Trapp 58′, in Sand 72′, in Sandstein 97′. Nach Beobachtungen in Ofen würde schon in 40′ Tiefe nur noch eine jährliche Schwankung von 0·07° R. vorhanden sein.

In den Tropengegenden sind die Tiefen viel geringer, in welchen die Temperaturschwankungen noch merklich sind. Unter übrigens gleichen Umständen ist nach Poisson die Grenze der Wahrnehmbarkeit jährlicher Wärmeschwankungen unter dem Aequator 14mal geringer als in der Breite von Paris, so dass man schon in 3—6′ Tiefe constante Temperatur antrifft. Nach Quetelet ist diese Grenze

	für	Edinburgh	in 56·5′	Tiefe
	„	Upsala	„ 60·7′	„
	„	Paris	„ 67·5′	„
	„	Brüssel	„ 75·6′	„
	„	Strassburg	„ 82·8′	„
nach Peters	„	Jakuzk	„ 72·0′	„

In grösseren Tiefen der Erde herrscht mithin Jahr aus Jahr ein der gleiche unveränderliche Temperaturgrad.

In den Kellern des Observatoriums zu Paris hat Lavoisier seit 1773 Thermometer aufgestellt, welche constant 9°·46 R. zeigen. Boussingault fand unter dem Schatten eines Palmdaches in einer Tiefe von 1′ nahe dem Aequator stets constante Wärme.

Man hat oft versucht, die Wärme von Quellen zur Bestimmung von Bodentemperaturen anzuwenden. Es ist dabei jedoch stets zweifelhaft, ob die Quelle auf ihrem Wege in der Erde wärmere oder kältere Schichten durchlaufen hat, und man beobachtet daher auch in sehr nahe bei einander gelegenen Quellen oft die verschiedensten Wärmegrade. Im Allgemeinen hat man jedoch erfahren, dass eine Quelle um so wärmer ist, je tieferen Erdschichten sie ihren Ursprung verdankt, je tiefer sie z. B. erbohrt ist. Diese Thatsache vereinigt sich mit einer anderen Beobachtung in tiefen Bergwerken, dass nämlich darin die Wärme eine höhere ist als in den oberen Erdschichten. Wenn man nun auch an verschiedenen Orten die Temperaturzunahme in der Tiefe verschieden gross fand, so sind die Thatsachen doch auffallend genug, um aus ihnen die Hypothese abzuleiten, dass eine constante Zunahme der Temperatur mit der Tiefe bis zur Glühhitze stattfinde.

Wir geben hier zwei Beispiele, welche die Zunahme der Wärme mit der Tiefe hinreichend beweisen:

Temperaturen in einem

Bohrloch zu Rudersdorf		Schacht in Jakuzk	
0′	8·5°	0′	—9·7°
79′	10·0	47′	—6·9
196′	13·4	73′	—5·0
294′	14·9	114′	—2·5
392′	10·4	367′	—0·6
490′	17·7		
578′	19·1		
686′	20·7		
784′	22·3		
863′	23·5		

Nimmt man an, die Temperaturzunahme sei völlig gleichmässig in der Tiefe und betrage bei 150′ nur 1° R. und die mittlere Wärme der Erdoberfläche sei 8°, so findet man in einer Tiefe von 10.800′ die Temperatur des siedenden Wassers, und bei 148.800′ = 6·2 Meilen die Temperatur von 1000° R., eine Wärme, bei welcher die Lava und viele andere Gesteine bereits geschmolzen sind. Da in weiterer Tiefe die Strömungen in den geschmolzenen Massen jedenfalls andere Gesetze bedingen, werden weitere Hypothesen über grössere Wärmezunahme in der Erde zu unbestimmt.

Zudem glauben viele Naturforscher die Wärmezunahme im Erdinnern aus den chemischen Processen erklären zu können, welche in den Gesteinen fortwährend stattfinden, und sehen dann ab von der Annahme eines heissflüssigen Erdinnern. Die Thatsache, dass in Steinkohlenlagern die Temperaturzunahme viel beträchtlicher ist als in anderen Gesteinen,

und dass sich diese höhere Wärme (1⁰ auf 42·8′) durch die in den Steinkohlen stattfindenden chemischen Processe einigermassen erklären lässt, lässt diese Erklärung der heissen Quellen und der eigentlichen vulkanischen Erscheinungen nicht ganz unwahrscheinlich erscheinen. Doch spricht die ganz allgemein beobachtete Zunahme der Wärme in der Tiefe auch für eine weitverbreitete Ursache und diese ist doch wohl nur ein heissflüssiger Erdkern.

Gang der Wärme im Festboden.

Die geringe Wärmeleitungsfähigkeit des Bodens ist, wie erwähnt, die Ursache davon, dass die Wärmeerscheinungen an der Erdoberfläche eine geraume Zeit nöthig haben, um in der Tiefe merklich zu werden. Da nun die Bestrahlung der Erdoberfläche nach zwei Perioden wechselt, nach der täglichen und jährlichen, so werden auch die Wärmeveränderungen im Boden nach diesen zwei Richtungen hin betrachtet werden müssen.

Die Fortpflanzung der Wärme nach dem Erdinnern geschieht mit gleichförmiger Geschwindigkeit, und diese Geschwindigkeit ist um so grösser, je kürzer die Periode des Wechsels ist. Daher werden die täglichen Schwankungen im Boden weit früher bemerkbar werden, als die jährlichen, jedoch nicht so weit in die Tiefe sich erstrecken als die letzteren.

Die Tiefen, bis zu welchen beide Veränderungen fühlbar werden, stehen im Verhältniss wie die Quadratwurzeln aus der Dauer der Perioden, also $= 1 : \sqrt{365 \cdot 25} = 1 : 19$, wobei natürlich gleiche Bodenbeschaffenheit vorausgesetzt ist.

Die Veränderung der täglichen Periode in der Tiefe lässt sich am besten aus dem verspäteten Eintritt der Extreme erkennen, wie sich aus Quetelet's Beobachtungen zu Brüssel ergibt:

Lage der Thermometerkugel	Eintritt des Maximums		Unterschied zwischen d. höchsten u. tiefsten Stand	
	März	Juni	März	Juni
Auf der Bodenoberfläche . . .	0ʰ 44′ NM.	1ʰ 20′ NM.	11·9	16·1
Halb eingegraben	0 „ 55′ „	1 „ 24 „	9·9	15·0
Ganz eingegraben	0 „ 58′ „	1 „ 27 „	9·6	13·8
0′·63 W. tief eingesenkt .	6 „ 06′ „	6 „ 54 „	1·8	3·1
1′·26 „ „ .	1 „ 12′ V.M.			
1′·89 „ „ .	5 „ 48′ „			

Aus diesen Angaben lässt sich die oben angegebene Folgerung ziehen, dass in 3—5′ Tiefe die tägliche Temperaturschwankung nur noch

0·01° beträgt, also = 0 betrachtet werden kann. In einer Zeit von 9 bis 10 Stunden dringt demnach das Maximum einen Fuss tief.

Der jährliche Gang der Bodenwärme lässt ebenso deutlich die Abnahme der Temperaturschwankungen in der Tiefe wahrnehmen, wie sich schon an folgender, nach Beobachtungen in Brüssel aufgestellten Tabelle ergibt:

Tiefe	Maximum	Minimum	Jährliche Schwankung
0·50	13·65	3·02	10·63
1·42	13·52	3·57	9·95
2·36	13·41	4·32	9·09
3·15	13·40	4·93	8·47
6·16	12·70	6·62	6·08
12·33	11·68	8·02	3·66
24·66	10·21	9·07	1·14

Noch anschaulicher ist die graphische Darstellung des Ganges der Wärme in verschiedenen Tiefen *), wie wir sie hier nach Beobachtungen in Ofen aus dem Jahre 1864 entworfen haben (siehe Taf. I). Wir sehen in der oberen Curve den Gang der Wärme für die Zeit vom 30. December 1863 bis 22. März 1865 dargestellt. Der Abstand der Horizontalen bedeutet 1° R., derjenige der Verticalen 7 Tage, da die Bodenwärmen wöchentlich einmal beobachtet wurden. Von der Lufttemperatur sind die Mittel aus 7 Tagen genommen. Die darunter gezeichneten Curven zeigen den Gang der Wärme in 4, 8, 12, 16 und 20′ Tiefe an. Wir sehen die Maxima und Minima in der Tiefe stets später auftreten und die Schwankungen geringer werden. Im Mittel betrug die Schwankung

in 4′ Tiefe 10·93°
„ 8′ „ 5·89
„ 12′ „ 3·49
„ 16′ „ 1·99
„ 20′ „ 1·14
Sie würde „ 24′ „ 0·65 betragen, und
„ 40′ „ 0·07, was aber fast schon die

Grenze der Wahrnehmbarkeit der jährlichen Periode darstellt.

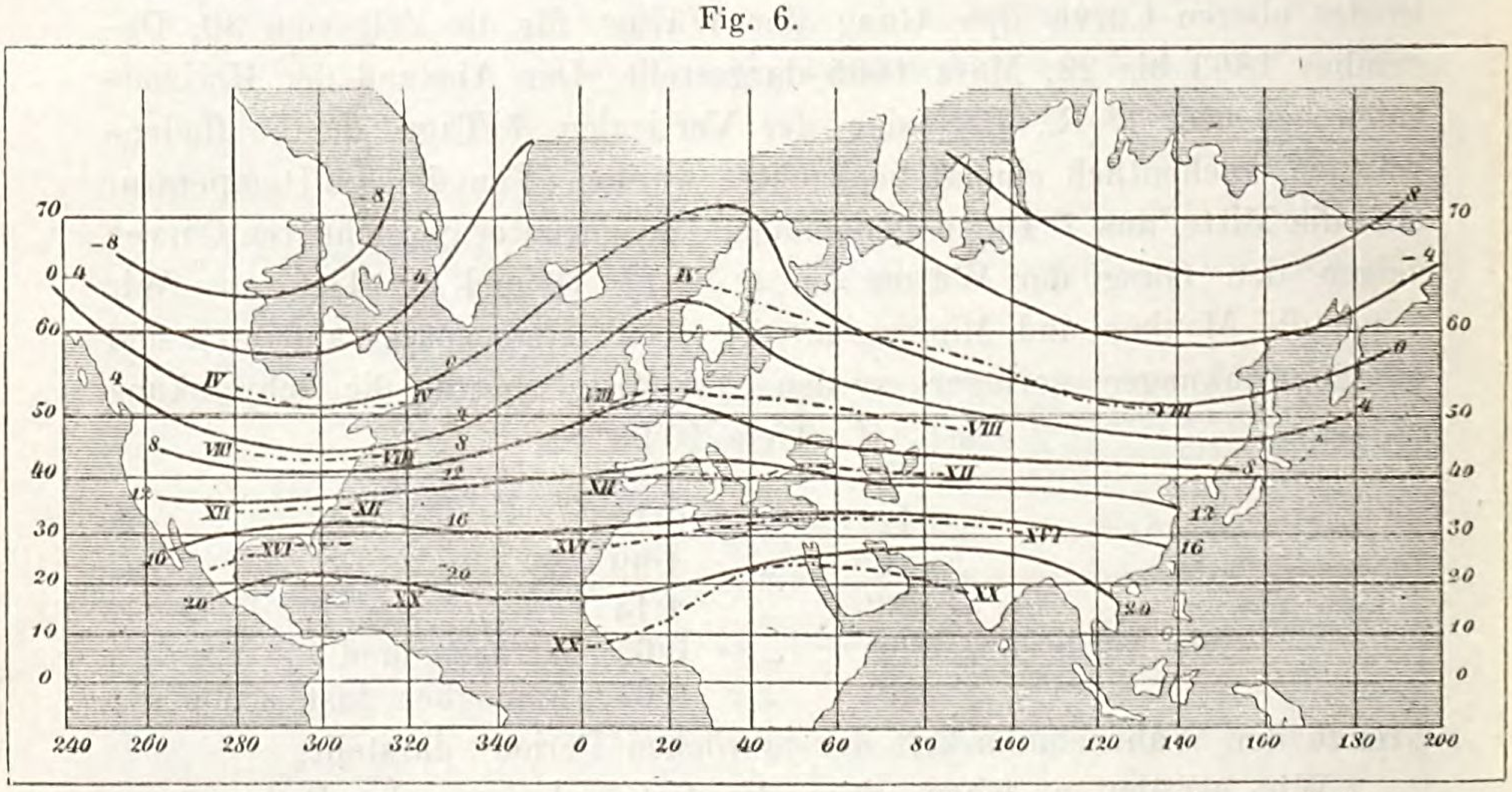
Wir erwähnten schon, dass die Schwankungen der Bodenwärme abhängig sind von der geographischen Breite eines Ortes. Es erübrigt nur noch der Thatsache zu gedenken, dass auch die Seehöhe eines Ortes einen Einfluss auf den Grad der Bodenwärme hat.

*) Dr. Guido Schenzl. Ueber den Gang der Temperatur in den oberen Schichten der Erdrinde. — Aus einem Berichte an die mathem.-nat. Abtheilung der ungar. wissensch. Akademie.

Boussingault hat in den Tropen eine Temperaturerniedrigung des Bodens um 1⁰ bei 695′ Steigung als mittleren Werth gefunden. Im Erzgebirge leiteten die Beobachtungen von Reich auf eine gleiche Abnahme bei 689′ Erhebung, und zwar zeigt sich die Abnahme am langsamsten im Jänner, am schnellsten im Juni. Bischoff fand bei Bain 698′, Schlagintweit in den Alpen 657′. Hier fand man auf freien Gipfeln die Abnahme rascher als in Thälern und grösseren Gebirgsmassen.

Um sich ein klares Bild von der Vertheilung der Wärme in der Oberfläche der festen Rinde unseres Planeten zu verschaffen, hat Kupffer auf einer Karte diejenigen Orte durch Linien verbunden, welche denselben Grad der Bodenwärme zeigten. Um hierbei die durch locale Erhebung eines Ortes entstehenden Unterschiede auszugleichen, wurde für jeden Ort die Berechnung auf das Niveau des Meeres ausgeführt. Die entstehenden Linien nennt man Isogeothermen (Linien gleicher mittlerer Bodenwärme). Sie nehmen begreiflicherweise ihren Lauf in der Richtung der Parallelkreise, weichen jedoch oft nicht unbeträchtlich davon ab, wie sich aus der beigegebenen Skizze ergibt (siehe Fig. 6). Genaue Schlüsse auf die Vertheilung der Bodenwärme lassen sich übrigens hieraus nicht machen, da man die Bodenwärme meist der Temperatur der Quellen entnahm, und diese, wie erwähnt, keinen zuverlässigen Schluss auf die Bodenwärme gestatten.

Fig. 6.



Die ausgezogenen Curven bedeuten die Isothermen, die punktirten sind die Isogeothermen (nach Kämtz. Die Tafel ist dem Lehrbuch der Meteorologie von Dr. E. Schmid entnommen).

Aus der Abnahme der Bodenwärme mit der geographischen Breite erklärt sich, dass in höheren Breiten (ähnlich wie auf hohen Gebirgen) der Erdboden in einer gewissen Tiefe stets gefroren bleibt und nur oberflächlich in der warmen Jahreszeit aufthaut.

In Sibirien fand man den Boden in einzelnen Bergwerken zu 100 bis 200′ Tiefe noch gefroren. Vergleiche damit die Temperaturen des Bodens von Jakuzk S. 41.

Wärmeverhältnisse der Gewässer.

Physikalisches Verhalten des Wassers zur Wärme überhaupt.

Für das Wasser gelten im Allgemeinen dieselben Gesetze wie für die festen Theile der Erdoberfläche. Die Verschiedenheiten ergeben sich aus dem physikalischen Verhalten des Wassers. Die Oberfläche desselben reflectirt die Wärme besser als die Erde und kann schon um desswillen nicht eben so stark erwärmt werden. Sodann lässt das Wasser die Wärmestrahlen bis in eine gewisse Tiefe eindringen, so dass es nicht nur an der Oberfläche sich erwärmt, sondern auch in seinen tieferen Schichten. Bei Wasser von geringer Tiefe kann selbst der feste Untergrund noch Wärmestrahlen empfangen, sowie derselbe auch umgekehrt solche Strahlen aussenden kann, welche in die Atmosphäre und den Weltraum zurückstrahlen. Die Wärmecapacität des Wassers ist sehr bedeutend. Daher erwärmt sich das Wasser langsamer, bildet aber ein bedeutenderes Reservoir für Wärme. Es leitet die Wärme schlecht, gibt sie desshalb nur langsam weiter, behält sie aber um so länger. Hieraus folgt vor Allem, dass die Oberfläche des Wassers durch Bestrahlung nicht so warm, durch Ausstrahlung nicht so kalt werden kann als der feste Erdboden. Diesen Charakter — Vermeidung von Extremen und gleichförmigen Gang der Wärme — verleiht das Wasser auch angrenzenden Ländern.

Alle diese Umstände werden aber in ihren Wirkungen beeinflusst und verändert durch die Beweglichkeit der Wassertheilchen und durch die Wärmeveränderungen, welche die Aenderung der Aggregatsform mit sich bringt. Die Wärmeabsorption beim Verdampfen an der Oberfläche ist nämlich sehr beträchtlich. Um einen Theil Wasser in Dampf zu verwandeln von gleicher Temperatur, ist soviel Wärme nöthig, dass mit derselben 430 Th. Wasser um 1⁰ erwärmt werden könnten. Erwärmte Wassertheilchen müssen ihrer geringeren Dichte halber sich erheben und kaltes Wasser sinkt an dessen Stelle zu Boden. Wir begegnen desshalb beständig Strömungen im Wasser, welche die localen Wärmeeinflüsse ausgleichen und auf weitere Strecken wirksam machen. Wenngleich grössere Wassermengen durch die Wärmestrahlen von oben nur langsam erwärmt werden, so geschieht zu einem gewissen Grade die Abkühlung von oben um so rascher, indem die an der Oberfläche durch Ausstrahlung oder in Folge der Verdunstung abgekühlten Wasserschichten sich so lange zu Boden senken, bis die ganze Wassermasse die Temperatur des Wassers im Momente seiner grössten Dichte hat. Diese ist bei 3·2⁰, wie man bei süssem Wasser seit lange anerkannt hat. Für Salzwasser fand man durch Versuche im Zimmer

ein Dichtigkeitsmaximum unter — 2⁰, doch lehren Beobachtungen im Freien, dass sich Salzwasser hierin vom süssen nicht wesentlich verschieden verhält. Eine tiefere als diese Minimaltemperatur kann daher das Wasser in der Tiefe nicht besitzen. Wir wollen in Folgendem das Verhalten der Binnenwasser und Flüsse von denen des offenen Meeres getrennt betrachten, da die im offenen Meere ungehemmte Beweglichkeit nach weiten Entfernungen hin besondere Verhältnisse hervorruft.

Temperatur der Binnengewässer und Flüsse.

In stehenden Süsswässern — in Landseen — wird sowohl im Sommer als im Winter in der Tiefe, wo die Wirkung der Strahlung aufhört, eine gleiche Wärme herrschen, welche nahezu 3·2⁰ beträgt.

Im Sommer erwärmen sich die oberen Schichten mehr als die Tiefe, und erst in beiläufig 400′ Tiefe hört die Wirkung der Sonnenstrahlen völlig auf.

Saussure fand in verschiedenen Schweizerseen an der Oberfläche Temperaturen von 12—20⁰, in der Tiefe dagegen constant nur Wärmegrade von 3·4—5·5⁰; Simony in den österr. Alpenseen 3·2—3·7⁰.

Schlagintweit fand im Starnberger See bei 383′ Tiefe 2·76⁰.

Im Winter kühlt sich die Oberfläche der Gewässer bis unter die Temperatur der Tiefe ab. Das Wasser, welches unter 3·2⁰ abgekühlt ist, bleibt wegen seiner wieder geringeren Dichte an der Oberfläche. Diess hat zur Folge, dass die Bildung des Eises in stehenden Gewässern an der Oberfläche ihren Anfang nimmt. Die Eisdecke nimmt wegen der schlechten Wärmeleitungsfähigkeit des Eises dann nur allmälig zu. Dicht unter dem Eise herrscht eine Wärme von 0⁰, die in weiteren Tiefen bis zu dem Maximum von 3·2 zunimmt. Nur bei seichten Gewässern ist daher ein Gefrieren bis auf den Grund möglich.

In den Binnenmeeren ist die mittlere Temperatur des Jahres stets höher als die des Meeres unter gleicher Breite, was sich aus dem erwärmenden Einflusse des umschliessenden Landes leicht erklärt.

In langsam fliessenden Gewässern ist die Vertheilung der Wärme eine ähnliche. Nur bei rascherem Fliessen des Wassers werden die verschiedenen Schichten stets vermischt, so dass von der Oberfläche bis zum Boden eine gleichmässige Wärme herrscht.

Ob die Temperatur des Flusswassers höher oder tiefer sei als die der Luft, hängt von zu vielerlei Umständen ab, als dass ein allgemeines Gesetz dafür aufgestellt werden könnte. Die Loire ist im Mittel fast 1·8⁰ wärmer als die Luft, selbst im December. Man kann einen Theil dieser Wärme wohl auf Rechnung der Reibung setzen, welche das Wasser an dem Boden erleidet. Doch wird auch die Bodenwärme durch directe Mittheilung, sowie durch zufliessende Quellwasser Antheil haben, zumal ja

die Reibungswärme durch Verdunstungskälte wohl aufgewogen wird. Die Themse ist nur 0·45⁰ wärmer als die Luft. Die Rhone ist im Sommer durch schmelzendes Gletscherwasser abgekühlt und trotzdem noch um 1·58⁰ wärmer als die Luft. Der Orinoko zeigt Uebereinstimmung mit der Luftwärme. Von Einfluss ist auch jedenfalls das Herabfliessen aus wärmeren oder kälteren Breiten, oder aus kalten Gebirgen, sowie die Wärmeverhältnisse der mitgeführten Stoffe.

Die Eisbildung bei Flüssen geht oft in einer anderen Weise vor sich als bei stehenden Gewässern. An manchen Stellen entsteht das Eis, wie bei diesen, vom Ufer aus und verbreitet sich rasch über die ganze Oberfläche. Meist aber entstehen an vielen Stellen der Oberfläche kleine Eisflocken, welche sich allmälig vergrössern, bis sie die ganze Fläche bedecken, sich fortwährend an- und aufeinander schieben, bis sie endlich zu einer unebenen Fläche erstarren.

Die ersten Eisflocken scheinen bisweilen auf dem Grunde der Gewässer zu entstehen, indem dieser bei heiterem Himmel seine Wärme rascher ausstrahlt, als das darüber fliessende Wasser und eine niedrigere Temperatur annimmt, als sie das Wasser hat. Dies ist jedoch nur bei seichten Wässern der Fall, weil bei tiefen die Wasserdecke den Grund gegen rasche Ausstrahlung deckt.

Das Zufrieren der Flüsse beginnt in der Regel bei wolkenleeren Winternächten; bei bedecktem Himmel bedarf es eine bedeutend grössere Kälte der Luft, um eine Eisdecke auf den Flüssen zu erzeugen. Im Jahre 1762 war die Seine in 6 Tagen zugefroren, als die mittlere Temperatur —3·1⁰ und das Minimum = —7·8⁰ war. Der Himmel war heiter; 1768 dagegen hatte man erst in 8 Tagen eine Eisdecke, obwohl man in dieser Zeit ein Wärmemittel = —3·6⁰ und ein Minimum von — 9·6⁰ hatte. Der Himmel war jedoch bedeckt.

Die Eisbildung am Boden der Flüsse, das Grundeis, kann unter günstigen Umständen sehr zunehmen. Das Eis haftet dann an den Steinen des Bodens und reisst sich erst in grösseren Schollen los, wenn sie bei ihrer geringen Dichte und dadurch bedingten Steigkraft im Stande sind die Adhäsion zu überwinden, oder die Steine des Grundes mit sich an die Oberfläche zu heben.

Die Dauer der Eisdecke eines Flusses ist von ganz besonderem Interesse, als ein charakteristisches Merkmal des Winterklima's. Sie ist natürlich bei Flüssen höherer Breiten am wichtigsten, kann aber auch noch in Folge der Richtung des Flusslaufes eigenthümliche Verhältnisse zeigen.

Für die Newa finden wir nach Kupffer im Mittel aus 122 Jahren die Dauer der Eisdecke 122 Tage, im Maximum betrug sie 191 Tage (180⁶/₇), im Minimum 103 Tage (18²¹/₂₂), die mittlere Eisfreiheit war 219.

Die Donau bei Wien zeigte in den 10 Jahren 1853—1862 sechsmal eine feste Eisdecke. Diese kann sich nur bei niedrigem Wasserstand zwischen —11° bis —15° bilden. Das Festsetzen der Eisflocken geht hier von den Sandbänken bei Floridsdorf aus und setzt sich rasch stromaufwärts fort. Als Folge davon tritt eine beträchtliche Stauung des Wassers auf, welche das Wasser in den Kanal treibt und durch eine Hebung des Wasserstandes um 4′ bis 13′ hier oft gefährliche Ueberschwemmungen verursacht. Sie tritt in der Regel am ersten Tage, längstens am zweiten Tage ein und beträgt im Mittel 6′. Die Eisdecke hielt sich nur zweimal über 1 Monat, zweimal nur 1 Woche. Einmal löste sich die Eisdecke allmälig, fünfmal fand ein Eisgang statt (Fritsch, Sitzungsber. der k. Akad. 1862).

Temperatur des Meerwassers.

Die Wärmeverhältnisse des Meeres werden einigermassen durch seinen Salzgehalt verändert. Der Erstarrungspunkt des Seewassers liegt bei 1·8°. Ein Meer erstarrt daher schwieriger als süsses Wasser. Das Meereis ist salzfrei. Bei dem Erstarren fliesst salzreicheres Wasser als dichter in die Tiefe und theilt dieser Wärmezustand und Salzgehalt mit. Beim Aufthauen des Eises entsteht an der Meeresoberfläche eine Süsswasserschichte, welche sich nur langsam mit dem Salzwasser mischt. Die bei der Ausdehnung der Meere durch alle Zonen entstehenden Strömungen bringen die Temperaturen einer Gegend in eine andere und verändern dadurch häufig periodisch oder dauernd die Meereswärme an einem Orte.

Wo keine Strömungen störend einwirken, ist die Wärme der Meeresoberfläche in der heissen Zone gewöhnlich niedriger als die der darüber befindlichen Luft, in der gemässigten und kalten Zone dagegen zeigt das Wasser eine höhere Wärme. Doch sind die Unterschiede sehr gering (im Mittel 1°). Am Tage ist die Luft um ein geringes wärmer, in der Nacht das Wasser. Morgen und Abends sind beide gleich warm.

Grössere Differenzen zwischen der Luftwärme und der Meereswärme lassen auf eine vorhandene Strömung schliessen.

Die Schwankungen der Wärme im Laufe des Tages sind auf dem offenen Meere sehr gering. Selten beträgt die Differenz zwischen dem Maximum und Minimum mehr als 1°. Unter den Tropen ist sie am unbedeutendsten, in höheren Breiten etwas stärker, wobei sich der Gang dem Gange der Luftwärme anschliesst, aber kaum die angedeutete Gränze übersteigt. Das Maximum tritt um 4 Uhr Nachmittags ein, wenn auch die Luft schon von 2 Uhr an sich abzukühlen pflegt. Gegen Sonnenaufgang tritt das Minimum ein.

An den Küsten nur ist der tägliche Unterschied durch den Einfluss des Landes etwas grösser als im offenen Meere.

Im Laufe des Jahres treten schon grössere Verschiedenheiten hervor. Das Maximum tritt erst im August und September ein, das Minimum im März. Die Schwankungen nehmen bis zum 45° n. Br. zu und werden von da an wieder kleiner.

Die Schwankung zwischen dem grössten und kleinsten Monatsmittel beträgt zwischen 0° und 10° n. Br. = 0·71°, zwischen 40° und 50° n. Br. = 6·40°, in höheren Breiten nimmt sie wieder ab. Von diesen Mittelwerthen zeigen sich aber bedeutende Abweichungen, denn selbst unter gleicher geogr. Breite gibt es verschiedene Schwankungen, die hauptsächlich von den Strömungen herrühren, welche oft kälteres Wasser in wärmere Gegenden bringen und umgekehrt.

Die Mittelwerthe stehen übrigens doch in erster Linie in einem innigen Zusammenhang mit der geographischen Breite. Ein annäherndes Bild von der Vertheilung der Wärme an der Meeresfläche gibt folgende kleine Uebersicht, wie sie nach Angaben von Kämtz hier mitgetheilt wird.

Mittel-Temperaturen der Meeres-Oberfläche in verschiedenen Breiten.

Geograph. Breite (nördliche)	Atlant. Ocean	Grosser Ocean	Geograph. Breite (südliche)	Atlant. Ocean	Grosser Ocean	Indischer Ocean
81	—2·6					
69	—	—0·9	66	—1·4		
66	—2·9	—	63	0·0	—0·1	—1·4
48	11·2	9·5	48	8·5	6·1	5·5
30	17·2	18·7	30	16·2	15·7	16·8
24	17·9	18·4	24	19·4	18·9	18·1
12	20·4	21·6	12	20·2	21·3	20·5
6	21·9	22·2	6	20·7	22·4	21·3
0	20·7	22·1	0	20·7	22·5	21·7

Eine Uebersicht der Verbreitung der Wärme an der Meeresoberfläche gewährt die beigebundene Skizze der Meeresisothermen, wie wir sie dem Lehrbuch der Meteorologie von Schmid entnehmen (siehe Taf. 2). Sie sind nach den grossen Karten von Maury ausgeführt, geben aber nur ein ungefähres Bild, indem die Temperaturverhältnisse der Meeresfläche, selbst an einem und demselben Punkte, von Jahr zu Jahr sich ändern.

Man ersieht hiernach, dass die grösste Wärme der Meeresoberfläche nicht unter dem Aequator zu finden ist. Sie wird in der Breite von 3° bis 6° nördlich angetroffen. Einzelne Maxima übersteigen diese Mittelwerthe noch. An der Küste von Neugranada (2·5° n. Br. und 79°4′ w. L.) beobachtete man 24·5°, an einigen Orten des indischen Oceans fand man

23·3⁰—25·8⁰, im australischen Archipel 24⁰, im atlantischen Ocean nirgends mehr als 23·2⁰.

Einzelne Abweichungen von den Mittelwerthen sind zum Theil von allgemeiner wirkenden Ursachen bedingt, wie die erwähnten Verschiedenheiten an den östlichen und westlichen Küsten des atlantischen Meeres. Oft sind auch locale Erhebungen des Meeresbodens von Einfluss auf die Wasserwärme. Häufig bedingen solche Untiefen das Emporsteigen kalter Unterströme bis an die Meeresfläche und zeigen dann auffallend niedrige Wärme, oder sie zeigen eine stärkere Erwärmung des Wassers dadurch, dass der Meeresboden von den Sonnenstrahlen höher erwärmt wird und seine Wärme wieder dem Wasser mittheilt. Das Thermometer zeigt durch plötzliches Steigen oder Fallen dem Seefahrer oft eine Strömung an, nicht selten auch eine Untiefe, so sicher als das Loth. Durch das Thermometer kann man in höheren Breiten die Annäherung eines Eisberges wahrnehmen, ehe er noch in Sicht kommt, da das von demselben abschmelzende salzfreie Wasser sich trotz seiner niederen Temperatur meilenweit über dem wärmeren Salzwasser erhält.

Stürme vermindern durch raschere Verdunstung sehr die Wärme des Wassers, wie der darüber befindlichen Luft. Letztere kühlt sich noch rascher ab als das Wasser.

In der Meerestiefe ist die Temperatur in der Regel geringer als an der Oberfläche. Da die kälteren Schichten des Wassers, als die dichteren, stets hinabsinken, kann in der grossen Tiefe die Wärme selten mehr als etwa 4⁰ betragen; weniger aber auch nicht, weil bei dieser Temperatur das Wasser seine grösste Dichte hat.

Ein eigentliches Gesetz über die Temperaturabnahme in der Tiefe lässt sich nicht aufstellen, findet man doch in einzelnen Fällen selbst wärmere Schichten unter kalten.

Im indischen Ocean fand man bei 4000′ Tiefe 2·8⁰, während die Oberfläche 23·8⁰ hatte. Ebenso zeigen der atlantische und der grosse Ocean in der Tiefe eine um 17⁰—21⁰ geringere Wärme als an der Oberfläche. Das mittelländische Meer allein zeigt bei dem Fehlen unterseeischer kalter Strömungen keine so starke Abnahme der Wärme in der Tiefe.

Mit der Abnahme der Wärme in der Tiefe zeigt sich auch eine Verminderung der periodischen Schwankung der Wärme. In etwa 50—60′ hören die täglichen Schwankungen auf bemerkbar zu sein, bei 900′ bis 1000′ Tiefe zeigt sich selbst die jährliche Periode nicht mehr. Aehnlich wie beim festen Boden treten die periodischen Aenderungen auch in den Wassertiefen verspätet ein. Sehr deutlich zeigt sich diess u. a. in den Messungen von Dr. Lorenz vom März 1858 bis März 1860 im Quarnero (im adriatischen Meere). Wir geben nach seinen Beobachtungen hier eine graphische Darstellung des Ganges der Wärme in verschiedenen Tiefen (siehe Taf. 3) und fügen zu näherer Erläuterung noch Folgendes bei:

An der Oberfläche herrscht in den 4 Monaten December bis März ein Wasserwinter mit 7⁰—8⁰ Wärme (der Luftwinter dauert nur bis Februar und hat — 2 bis + 10⁰ Wärme).

Der Wasserfrühling dauert April und Mai und zeigt bei 12—15⁰ grosse Sprünge in der Erwärmung (der Luftfrühling hat früher begonnen und endet früher).

Der Wassersommer dauert vom Juni bis September, hat stets über 16⁰, meist 17—19⁰, und endet später als der Luftsommer (die Luft zeigt meist einförmige hohe Wärmegrade, 22—24⁰, kann aber auch zwischen 16⁰ und 30⁰ schwanken).

Im Wasserherbst nimmt die Wärme rasch in Sprüngen ab, bleibt noch über 10⁰ (der Luftherbst fing früher an und endet mit gleichmässigem Verlauf zu gleicher Zeit).

In 10 Faden Tiefe dauert der Winter fast 5 Monate, indem von Mitte September die Wärme von 8⁰ auf 6·5⁰ sinkt und erst im April sich wieder auf 8⁰ erhebt. Als Frühling kann man nur einen Monat bezeichnen, nämlich den Mai mit einer Temperatur von 10—12⁰. Drei Monate lang bleibt die Wärme über 14⁰, so dass der Sommer bis September dauert. Auch der Herbst hat 3 Monate Dauer bis December; 8 Monate lang ist hier die Wärme unter 10⁰.

In 20 Faden Tiefe beginnt der Winter mit Jänner und dauert nur 4 Monate mit etwa 7⁰. Der Frühling ist kurz, auch der Sommer (über 13⁰ bis 15⁰) nur 3 Monate lang, der Herbst aber ebenfalls 4 Monate.

In 30 Faden Tiefe ist der 4monatliche Winter etwas wärmer =7·7⁰. Das Minimum fällt in den März. Der Frühling zeigt nur um 2⁰ mehr Wärme, der Sommer auch nur 11—13⁰. Er tritt 1 Monat später ein als an der Oberfläche und endet um ebensoviel später.

Selbst im Sommer schwanken die Temperaturen an der Oberfläche ziemlich häufig zwischen 18⁰ und 20⁰. Doch kann man eine Maximalgruppe der Temperaturgrade im Sommer finden, sowie eine Minimalgruppe der Temperaturen im Winter, welche beiden Gruppen sich in der Tiefe in ähnlicher Weise wieder finden, wie folgende Zusammenstellung lehrt:

Die Maximalgruppe der Temperaturen.

in der Schichte	tritt ein	dauert etwa	beträgt im Durchschnitt	Differenz
der Oberfläche	Ende Juni	2 Monate	+ 18·5⁰	
10 Faden tief	im Juli	1½ „	16·5	— 2⁰
20 „ „	Anfang August	1 „	14·5	— 2
30 „ „	Mitte August	1 „	12·5	— 2

Die Minimalgruppe der Temperaturen.

in der Schichte	tritt ein	dauert beiläufig	beträgt im Durchschnitt	Differenz
der Oberfläche	Januar	2 Monate	+ 6·5°	
10 Faden tief	Februar	1½ „	6·7	+ 0·2
20 „ „	Februar	1 „	6·8	+ 0·1
30 „ „	März	1 „	7·1	+ 0·3

Auch über die Temperatur der Meeresoberfläche bei verschiedener Mächtigkeit der Wassermasse und über verschiedenartigem Meeresgrunde machte Dr. Lorenz Beobachtungen. Diese lehrten, dass Morgens die Temperatur der Meeresfläche an tiefen Stellen höher ist als an seichten, dass aber nach einigen Stunden der Insolation schon die seichten Stellen weit mehr erwärmt sind und erst Abends wieder kühler werden als die tieferen.

Ueber dunklem, z. B. rothem, thonigem Grunde erwärmte sich das Meer an seichten Stellen stärker als über weissem Kalkgrund.

Sehr deutlich zeigte sich in kleineren seichten Buchten der Einfluss des benachbarten Landes, der im offenen Meere nicht bemerkbar wird. Eine andere Abweichung brachte stellenweise im Meere das Hervorbrechen kalter Süsswasserquellen hervor.

In den höheren Breiten werden die dem Wasser eigenthümlichen Wärmeverhältnisse dadurch gestört, dass dasselbe einen grossen Theil des Jahres hindurch gefroren ist und dann sich seine Oberfläche wie Land verhält in Bezug auf extreme Steigerungen der Kälte.

Die Bildung des Meereises geht gewöhnlich von den Küsten aus und kann dann auf meilenweite Erstreckung eine ebene Fläche bilden. Doch wird es durch Ebbe und Fluth, sowie durch Ströme oft gebrochen und die Schollen frieren dann wieder unregelmässig aneinander. Auch in der offenen See kann sich Eis bilden, welches dann zum freischwimmenden Krystallisationspunkte wird und endlich eine zusammenhängende Decke darstellt.

Vorzugsweise werden sonach vom Lande eingeschlossene Meerestheile im Winter mit einer Eisdecke überzogen, z. B. der bottnische Meerbusen, selbst der Sund. In den Polarmeeren hüllt die Eisdecke im Winter aber selbst das weite offene Meer ein und kann bei einiger Dicke auch im Sommer nicht aufthauen, so dass oft viele Jahre hindurch eine beständige Eisdecke daselbst bleibt, bis eine Reihe wärmerer Jahrgänge dasselbe löset.

Im Winter zieht sich in der osteuropäischen Polargegend die Eisdecke vom Cap Farewell über Jan Mayen; im Meridian vom Cap Lindesnaes wendet sie sich plötzlich nach Nord, geht aber doch südlich von Spitzbergen und der Bäreninsel nach Nowaja Semlja. An den Küsten von Sibirien ist eine fast ununterbrochene Eisdecke, die jedoch nördlich von einem eisfreien Meer begrenzt zu werden scheint. Aehnlich ist es im Norden von Amerika.

Im Sommer sind viele dieser Meerestheile eisfrei, so dass man tief in die Baffinsbay und nach Spitzbergen fahren kann. Nördlich von Asien und Amerika bleibt aber grösstentheils die Meeresfläche stets mit Eis bedeckt; so ist auch gewöhnlich Grönland mit der Nordküste Spitzbergens durch Eis verbunden. Nur einzelne Stellen werden durch Stürme und Meeresströmungen vom Eise frei. Ob am Pole ein eisfreies Meer sich befindet, ist noch zweifelhaft.

Im Durchschnitte kann man wohl den 75. nördlichen Breitengrad für die Südgrenze des Eises im Sommer gelten lassen.

Auf der südlichen Halbkugel erstreckt sich das Eis weit mehr gegen den Aequator. Es erreicht fast den Polarkreis (67°) und geht wohl nicht über den 70. Breitengrad zurück.

Die zusammenhängenden Eisfelder werden vorzugsweise im Sommer auf die mannigfaltigste Weise zertrümmert. Die Schollen gefrieren aneinander und werden wieder getrennt, bis sie als verschiedenartig gestaltete Eismassen — Treibeis — von den Strömungen in südliche Breiten geführt werden. Oft gerathen selbst meilenlange Eisfelder auf diese Weise nach Süden. In Island bewirken solche nicht selten durch Abkühlung der ganzen Atmosphäre völligen Misswachs. Von noch grösserer Bedeutung sind die Eisberge, welche oft 200 und mehr Fuss (selbst 1000′) über das Meer sich erheben und natürlich in die 9fache Tiefe unter das Niveau desselben hinabreichen müssen. Es sind diess die vorgeschobenen Enden der Gletscher in Grönland, welche bis in die See reichen. Sie werden durch die Strömungen abgerissen und in südlichere Breiten geführt. Sie haben oft eine Länge von einer Meile und darüber und bringen eine bedeutende Erniedrigung der Wärme bis auf weite Entfernungen hervor. Das von ihnen herabschmelzende Eiswasser fliesst über dem warmen Salzwasser fort und kann in mehreren Meilen Entfernung noch die Temperatur um 5—7° erniedrigen. Die Abkühlung der Luft an diesen Eisbergen ist im Stande heftige Winde zu erzeugen.

Das Treibeis strömt in verschiedenen Meeren nicht gleichweit hinab. Südlich von Neufundland ist seine Grenze an der amerikanischen Küste. Dort häuft es sich oft in beträchtlicher Menge an. Bei Europa kommt es kaum bis an das Nordcap. Einzelne Eisberge treiben noch südlicher und gelangen quer durch den Golfstrom bis 37° und selbst 35° n. Br. Auf der südlichen Halbkugel erreicht das Treibeis fast jährlich den 42. Grad.

Wärmeverhältnisse der Atmosphäre.

Allgemeiner Ueberblick.

Die atmosphärische Luft empfängt, wie bereits früher gesagt, ihre Wärme durch directe Sonnenstrahlung, durch die Rückstrahlung der Wärme von der Erdoberfläche und durch Mittheilung oder Leitung von der letzteren.

Wir haben ferner schon bemerkt (S. 27), dass von der Wärme der Sonnenstrahlen $\frac{1}{5}$ bis $\frac{1}{3}$ auf dem Wege durch die Atmosphäre von dieser absorbirt, also zur Erwärmung der letzteren verwendet wird.

Die Rückstrahlung von der Erdoberfläche ist zweierlei Art. Ein Theil der Wärmestrahlen wird unmittelbar reflectirt und verlässt unter Abgabe eines kleinen Theiles seiner Wärme die Erde, um in den Weltraum zurückzugehen. Ein anderer Theil der Wärme wird aber von der Erde absorbirt und strahlt erst allmälig wieder in den Weltraum zurück. Da dieser Theil aber von einer Wärmequelle geringer Temperatur kommt, und für solche Wärmequellen die Luft nicht so leicht durchlassend ist als für die Wärmequellen hoher Temperatur, verliert er einen grossen Theil seiner Wärmemenge an die Luft und erwärmt diese. (Vergl. S. 32.)

Die Aufnahme der Wärmestrahlen erfolgt vorzugsweise in den dichteren Luftschichten, also in den unteren Schichten der Atmosphäre. Wäre kein anderer Grund der atmosphärischen Wärme vorhanden, so würde die Luftwärme in der Höhe proportional ihrer Dichte abnehmen.

Wo aber die Erde die Atmosphäre berührt, da geht von derselben durch directe Leitung an der Berührungsstelle ihre Wärme an die Luft über. Wenn nun auch die atmosphärische Luft ein schlechter Wärmeleiter ist, so erhebt sich dort alsbald die erwärmte, verdünnte Luft vom Boden und es strömt eine kühle Luftschichte an ihre Stelle, um alsbald nach erfolgter Erwärmung ebenfalls sich zu erheben.

Wir sehen hier also nicht nur eine Quelle für die Erwärmung der Luft, sondern auch die Ursache für die wichtigen Bewegungen der Atmosphäre, die Winde. In diesen erkennen wir aber nun auch zugleich den wichtigsten Factor für Wärmevertheilung in der Atmosphäre. Da sie aber wieder durch die Figuration des Landes und viele andere Umstände bedingt sind, stehen wir gleich inmitten der wechselnden Wirkung der verschiedensten klimatologischen Elemente auf einander. (Vergleiche S. 5.)

Die Erkaltung der Atmosphäre geht in der entgegengesetzten Weise vor sich, wie ihre Erwärmung: 1. durch Ausstrahlung in den Weltraum; 2. durch Ausstrahlung gegen die Erdoberfläche, die als fester Körper weit früher ihre Wärme in der Nacht ausstrahlt als die Luft; 3. durch unmittelbare Mittheilung an die kalte Erdoberfläche, sowie 4. durch Abgabe der Wärme an flüssige oder feste Wassertheile, welche die Wärme binden um sich in Dampf zu verwandeln oder als solcher sich zu erhalten.

Bei der Betrachtung der Wärmevertheilung in der Atmosphäre haben wir ihre zeitliche und räumliche Verbreitung ins Auge zu fassen.

Die zeitliche Vertheilung ist an die tägliche und jährliche Periode der Bestrahlung gebunden.

Die räumliche Verbreitung ist eine zweifache; sie erstreckt sich in verticaler und in horizontaler Richtung, letztere vorzugsweise abhängig von der geographischen Breite.

Das innige Ineinandergreifen der klimatischen Elemente lässt es nicht zu, einzelne ganz gesondert zu betrachten. Insbesondere greifen die Wärme des Bodens, des Wassers und der Luft so sehr beeinflussend in einander, dass wir im Folgenden auch manches hereinziehen müssen, was in den früheren Kapiteln hätte ebenfalls erwähnt werden können. Wir thun es aber besser im Folgenden, da es insbesondere die Temperatur der Luft ist, über welche hinreichend zahlreiche Beobachtungen vorliegen, um Schlüsse zu ziehen, die mittelbar wieder anderen Gebieten der Klimatologie zu Gute kommen.

Zeitliche Aenderungen der Luftwärme.

1. Täglicher Gang.

Die tägliche Bewegung der Erde um ihre Achse, welche den Wechsel von Tag und Nacht bedingt, ist die Ursache einer fortwährend geänderten Höhe des Sonnenstandes, mithin auch die Ursache der wechselnden Erwärmung des Bodens und der Luft. Von dieser fassen wir vorläufig nur die unterste, den Boden berührende Schichte ins Auge, in welcher gewöhnlich die Temperaturbeobachtungen angestellt zu werden pflegen.

Kurz nach Aufgang der Sonne muss die Wärme der Luft sich steigern. Das Maximum der Erwärmung wird jedoch erst einige Zeit nach dem Maximum der Sonnenhöhe eintreten können. Wie eine jede Bewegung, so bedarf auch die Wärme einer bestimmten Zeit, um ihre volle Wirkung zu erzielen. Wenn daher die Sonne auch schon ihre Mittagshöhe überschritten hat, kann erst ihre Wärmewirkung ihren höchsten Grad erreichen. Vorzugsweise ist es wohl der Umweg durch den Boden, welcher die Verspätung des mittägigen Temperaturmaximums bedingt, andererseits aber auch der Umstand, dass die erwärmte Luft sich alsbald vom Boden erhebt, und kältere Lufttheilchen herabsinken, so dass die Luft auf eine gewisse Höhe hinauf erwärmt sein muss, ehe die Wärme der untersten Luftschichte eine stationäre werden kann.

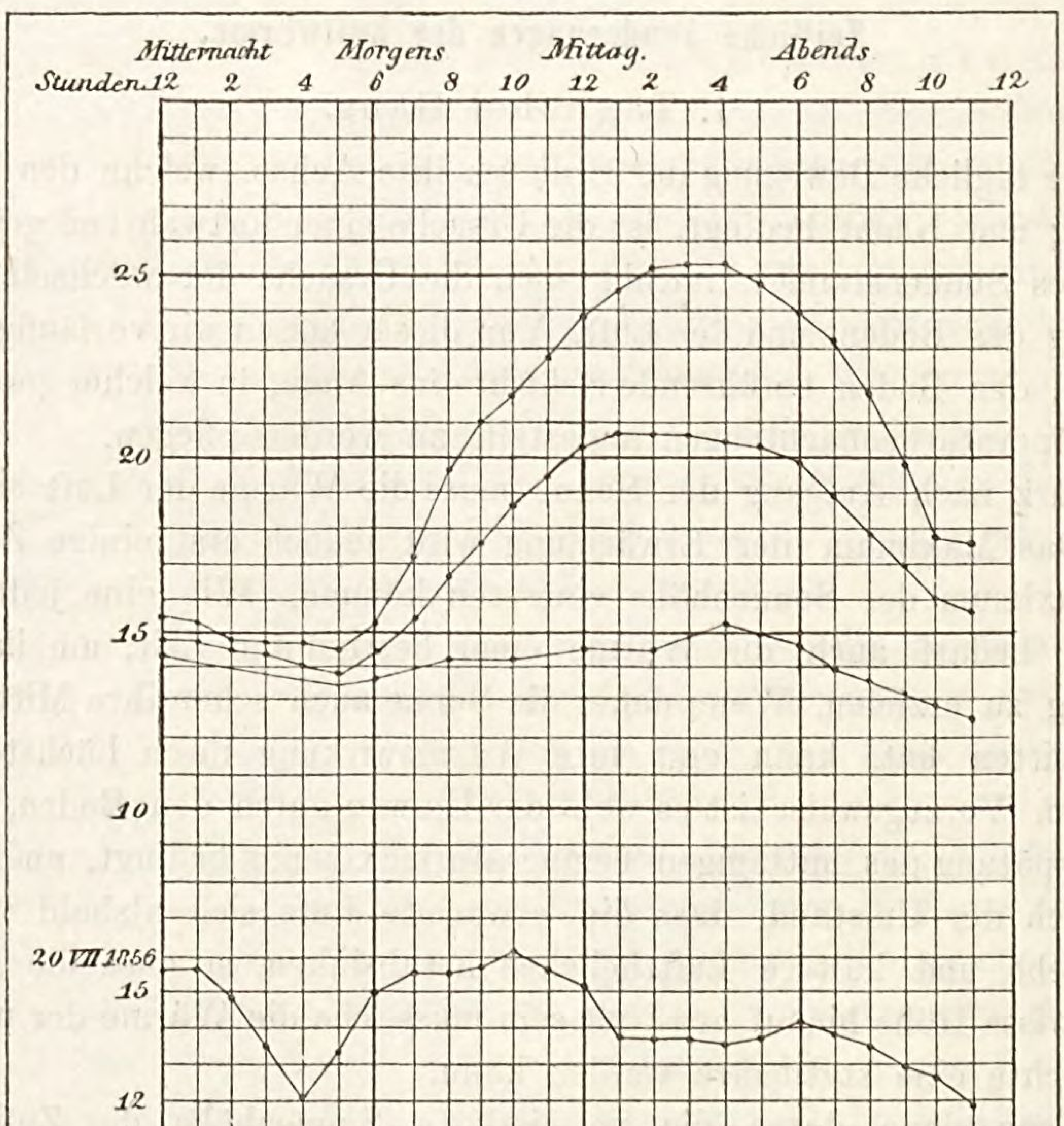
Wenn dann durch die verminderte Sonnenhöhe der Zufluss von Wärme geringer und dagegen die Ausstrahlung gegen den Weltraum überwiegend wird, sinkt die Wärme der Luft wieder, und zwar dauert dieses Sinken den Abend und die ganze Nacht hindurch, bis um die Zeit des Sonnenaufganges das Minimum der Wärme eingetreten ist.

Man versteht leicht, dass der tägliche Gang der Wärme aus verschiedenen Ursachen nicht stets derselbe sein kann. Vom grössten Einflusse ist vorerst die Bewölkung. An einem heiteren Tage wird der Abstand zwischen den Extremen ein grösserer sein als an einem bewölkten Tage. Der Gang der Wärme an zwei solchen Tagen wird daher ein merklich anderer sein als der mittlere Gang der Tageswärme, welchen man durch Vergleichung längerer Zeiträume erhält.

Der mittlere Gang der Wärme zeigt in den Vormittagsstunden ein rasches Aufsteigen vom Minimum zum Maximum. Nachmittags sinkt die Temperatur langsam bis zum Sonnenuntergang, um dann anfangs rascher, in den Stunden nach Mitternacht langsamer bis zum Minimum zu fallen.

Auf beistehender Fig. 7 sehen wir den mittleren Gang der Wärme zu Wien im Juli 1869 durch die zweite Curve dargestellt. Die oberste Curve stellt den Gang an einem heiteren Tage dar (28. Juli 1869), die dritte an einem bewölkten (17. Juli 1869).

Fig. 7.



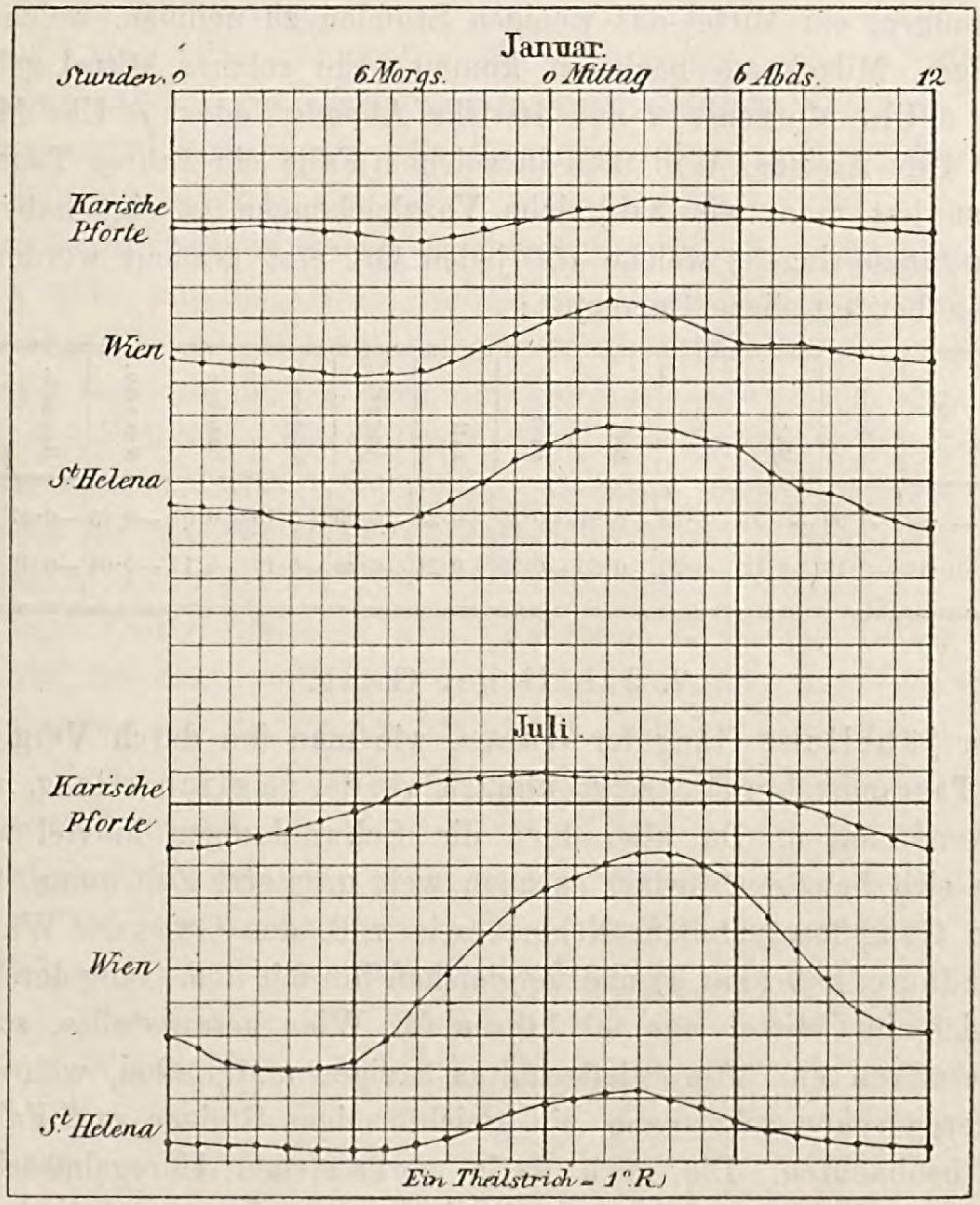
Völlig unregelmässig erscheint der Gang der untersten (vierten) Curve in Fig. 7; sie gibt das Bild für einen Tag, an welchem der Gang der Wärme durch Gewitter und Regen mehrfach gestört wurde. Durch einen

plötzlich eintretenden warmen Wind kann es — zumal im Winter — vorkommen, dass das Maximum der Wärme sogar in die Nacht fällt.

Einen weiteren Einfluss muss die Jahreszeit haben. Die längere Dauer der Insolation im Sommer wird begleitet von einem sehr verspäteten Maximum (um 2 oder 3 Uhr Nachmittags), während an den kurzen Wintertagen das Maximum früher eintritt (gegen 1 Uhr).

Der mittlere Stand der Wärme, welcher natürlich zwischen die Zeit des Maximums und Minimums, also in den Vormittag und Nachmittag fallen muss, wechselt die Zeit seines Eintrittes nach den Jahreszeiten noch bedeutender. In den mittleren Frühlings- und Herbstmonaten, im April und October, tritt der mittlere Stand Morgens gewöhnlich um 9 Uhr, Abends um 8 Uhr ein.

Fig. 8.



Auch die geographische Breite eines Ortes übt Einfluss auf den täglichen Gang der Wärme. In den Tropen ist derselbe fast das ganze Jahr hindurch sich gleich. In den Polargegenden verschwindet die tägliche Periode während der wochen- und monatelangen Dauer von Tag oder

Nacht völlig. Ohne weitere Erklärung ist nach dem Gesagten die Darstellung in Fig. 8 klar, welche den mittleren Gang an drei Orten verschiedener Zonen in dem wärmsten und kältesten Monat darstellt.

Grösseren Einfluss haben noch: die Lage eines Ortes am Meere oder tief im Continent, dann herrschende Winde, die Seehöhe u. a. theils mehr örtliche, theils allgemeinere Ursachen. Auf die Betrachtung der dadurch bewirkten Aenderungen werden wir zurückkommen.

Um aus dem täglichen Gange der Wärme den mittleren Wärmegrad eines Tages zu finden, muss man möglichst viele Beobachtungen im Laufe desselben machen und von diesen das Mittel nehmen. Am genauesten würde das Mittel erhalten, wenn die Summe stündlicher Beobachtungen durch 24 dividirt würde. Da man jedoch stündliche Beobachtungen nur durch Zusammenwirken mehrerer Beobachter erhalten kann, muss man sich begnügen, ein Mittel aus wenigen Stunden zu nehmen, welches dem 24stündigen Mittel am nächsten kommt. Ein solches Mittel geben die Stunden 6 Uhr Morgens, 2 und 10 Uhr Abends, oder 7 Uhr Morgens, 2 und 9 Uhr Abends. Will man in solchem Falle ein wahres Tagesmittel haben, so hat man, wie zahlreiche Vergleichungen gezeigt haben, eine Correctur anzubringen, welche für jeden Ort erst gesucht werder muss. Für Wien beträgt diese Correctur:

aus den Stunden	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Septemb.	October	Novemb.	Decemb.	Jahr
6,2,10	—0·08	—0·06	—0·07	+0·19	+0·21	+0·20	+0·25	+0·25	+0·15	+0·01	—0·05	—0·07	+0·08
7,2,9	—0·13	—0·13	—0·12	—0·20	—0·28	—0·29	—0·24	—0·20	—0·19	—0·17	—0·08	—0·10	—0·18

2. Jährlicher Gang.

Der jährliche Gang der Wärme, wie man ihn durch Vergleichung der 365 Tagesmittel erhält, zeigt, ähnlich wie der tägliche Gang, mannigfache Aenderungen. Da aber hier die Schwankungen in viel weiteren Grenzen sich bewegen, bedarf es auch weit grösserer Zeiträume, um den mittleren Gang festzustellen. Nehmen wir z. B. den Gang der Wärme zu Wien im Jahre 1869 (Taf. 4) und vergleichen ihn mit dem Gang der Wärme, wie er sich im Mittel aus 90 Jahren für Wien herausstellte, so finden wir im ersteren ein öfter wiederholtes Steigen und Fallen, während wir im letzteren schon sehr nahe ein gleichförmiges Steigen und Fallen der Wärme beobachten. Die noch darin vorhandenen Unregelmässigkeiten würden erst bei einer noch längeren Beobachtungsreihe verschwinden. Man pflegt indessen, da solche noch nicht häufig existiren, durch Rechnung die Ungleichheiten zu eliminiren und erhält dadurch ein Bild des jährlichen Ganges der Wärme, wie es — frei von Störungen — sich darstellen würde.

Häufig wendet man zur Eliminirung der in den Beobachtungsreihen vorkommenden Unregelmässigkeiten die sogenannte Bessel'sche Formel*) an. Da die darauf begründeten Rechnungen aber oft sehr weitläufig werden, besonders wenn es sich um eine Reihe von vielen Zahlen handelt, so bedient man sich ebenso oft der Methode von Bloxam**), welche darin besteht, dass man anstatt eines jeden Mittelwerthes bei einer periodischen Erscheinung dasjenige Mittel setzt, welches man erhält, wenn die Zahl mit den nächst vorhergehenden, sowie den darauffolgenden addirt und diese Summe durch die Anzahl der Summanden dividirt wird. Wählt man hiezu gerade 10 Zahlen, so wird die Berechnung der Mittel durch Entfallen der Division sehr einfach. Sollten hierdurch noch nicht alle Ungleichheiten eliminirt worden sein, so lässt das Verfahren sich wiederholen, um das Gesetz der periodischen Entwicklung einer Erscheinung frei von jenen zu erhalten.

Häufig aber zieht man es vor, durch Zusammenfassen der Mittel von je 5 Tagen schon von vornherein eine mehr gleichförmige Curve zu erzielen, deren Störungen noch durch die Rechnung weiter ausgeglichen werden können. (Tafel 4 oberste Curve.)

Für Beobachtungen, welche kürzere Zeiträume umfassen, begnügt man sich auch wohl mit der Curve, welche die 12 monatlichen Wärmemittel bilden (siehe Taf. 5). Hierbei beginnt man häufig das Jahr mit dem December, so dass der Winter die Monate: December, Januar und Februar, der Frühling: März, April, Mai, der Sommer: Juni, Juli und August und der Herbst: September, October und November umfasst. Aber selbst bei den Monatsmitteln bedarf es eines Zeitraumes von mehr als 10 Jahren, um dieselben frei von Störungen zu erhalten.

Ebenso bedarf es auch einer längeren Reihe von Beobachtungsjahren, um das Jahresmittel für einen Ort mit Sicherheit feststellen zu können, welches aus der Summe der 12 Monatsmittel genommen wird.

Die jährliche Periode des Temperaturganges zeigt, dass auf der nördlichen Halbkugel der Januar der kälteste Monat, der Juli der wärmste ist, die mittlere Wärme fällt in April und October. Als Mittel aus sehr zahlreichen Beobachtungen ergibt sich als kältester Tag der 24. Januar, seltener fällt er in die ersten Wochen des Januar; als wärmster Tag der 26. Juli, seltener ist die grösste Hitze zu Ende Juli oder Anfang August; die mittlere Wärme fällt auf den 24. April (kann jedoch wechseln zwischen 18. April und 3. Mai) und auf 21. October (mit dem Spielraum zwischen 14. und 26. October).

*) Siehe Schmid's Lehrbuch der Meteorologie S. 8.

**) Siehe Dr. C. Jelinek, über die mittlere Temperatur von Wien etc. Aus dem LIV. Bde. d. Sitzb. d. k. Akad. d. Wiss. 1866.

Dass die verschiedensten Abweichungen hiervon vorkommen können, und man daher nicht ohne weiteres von der Wärme des April auf die mittlere Jahreswärme schliessen darf, versteht sich von selbst.

Insbesondere zeigen die Polargegenden den Eintritt dieser 4 Wärmephasen verspätet. In den Tropen zeigen sich nach dem Stande der Sonne 2 Maxima und 2 Minima. Dass auf der südlichen Halbkugel die Wärmeverhältnisse gerade entgegengesetzt den oben angeführten sind, welche von der nördlichen Erdhälfte entnommen wurden, braucht wohl kaum besonders bemerkt zu werden.

Auf Taf. 5 haben wir eine Anzahl von Curven gezeichnet, welche besonders geeignet sind, die Vergleichung des verschiedenartigen Ganges der Wärme zu gestatten, so weit er sich in den monatlichen Mitteln ausprägt.

Wir sehen hierbei vornehmlich, dass die Zeit der Wärme-Extreme in den verschiedenen Orten eine verschiedene ist. Wir sehen aber auch, dass die Grösse der jährlichen Schwankung eine sehr verschiedene sein kann.

Ein noch anschaulicheres Bild von dem Gange der Wärme im Jahre gibt folgende von Dove berechnete Tabelle, welche die Wärmemittel der Monate und Jahreszeiten für die verschiedenen Breitegrade angibt. Wir ersehen aus dieser wie aus der graphischen Darstellung die Verschiedenheit in der jährlichen Schwankung der Monatsmittel.

Mittlere Temperatur der Monate auf der nördlichen Erdhälfte.

Breite	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Unterschied. des wärmst. u. kältesten Monats	Breite
90	—22·2	—26·0	—23·6	—21·0	—13·8	— 7 5	— 2·0	— 0·6	— 2·0	— 6·0	—14·2	—19·7	25·4	90
80	—20·8	—23·3	—21·5	—19·1	—10·5	— 5·1	— 0·8	0·9	0·1	— 4·5	—12·1	—	24·2	80
70	—17·6	—19·5	—15·2	—14·5	— 8·4	— 1·8	3·2	5·8	4·6	0·6	— 7·3	—14·1	25·3	70
65	—14·9	—16·9	—14·8	—11·1	— 5 3	1 3	6·1	8·7	7·1	2·9	— 3·1	—10·8	25·6	65
60	—10·8	—12·6	—10·8	— 6·9	— 1·3	4·3	8·6	10·8	9·1	5·7	0·6	— 6·4	23·4	60
50	— 3·8	— 5·4	— 4·3	— 1·3	4·4	8·5	11·9	13·6	13·1	9·8	5·1	0·0	19·0	50
40	5·0	3·7	4·4	6·4	10·2	13·4	16·0	17·9	18·0	15·0	12·3	7·8	14 3	40
30	12·3	11·8	12·4	14 1	16·1	18·5	20·1	20·6	21·6	20·2	18·2	15·1	9·8	30
20	18·2	16·9	18·1	19·2	20·9	21·6	21·8	22·1	22·1	21·6	20·9	19·7	5·2	20
10	20·6	20·1	20·7	21·2	21·8	21·9	21·8	21·7	21·7	21·7	21·4	21·2	1·8	10
0	21·0	21·1	21·4	21·6	21·9	21·4	21·3	20·7	20·8	20·9	20·9	21·2	1·2	0

Mittlere Temperatur der Jahreszeiten auf der nördlichen Erdhälfte.

Breite	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr	Mittel des wärmsten u. kältesten Monats	Differenz d. wärmsten u. kältesten Jahreszeit
90	—23·9	—14·1	— 1·5	—13·1	—13·2	—13·3	22·4
80	—21·9	—11·6	0·1	—11·5	—11·2	—11·2	22·0
70	—17·4	— 8·2	4·5	— 6·9	— 7·1	— 6·9	21·9
65	—15·5	— 5·0	7·3	— 3·7	— 4·2	— 4·1	22·8
60	—11·4	— 1·3	9·5	0·0	— 0·8	— 0·9	20·9
50	— 4·5	3·9	12·9	5·0	4·3	4·1	17·4
40	4·4	10·0	17·3	11·7	10·9	10·9	12·9
30	12·2	16·2	20·8	17·8	16·8	16·7	8·6
20	17·7	20·6	22·0	20·7	20·2	19·5	4·3
10	20·5	21·6	21·7	21·4	21·3	21·0	1·2
0	21·2	21·6	20·9	21·0	21·2	21·3	0·7

Jahreswärme der nördlichen und südlichen Erdhälfte.

Breite	Nördliche Hälfte	Südliche Hälfte	Unterschied	Mittel
0	21·2	21·2	0·0	21·2
10	21·3	20·4	0·9	20·9
20	20·2	18·7	1·5	19·5
30	16·8	15·5	1·3	16·2
40	10·9	10·0	0·9	10·4

Am geringsten sind diese Schwankungen in den Tropen, wo es Orte gibt, an denen der wärmste und kälteste Monat kaum um 1⁰ verschieden sind (Lommewyne in Guyana 0·96⁰). Am grössten sind die Differenzen in den Polargegenden, vorzüglich inmitten der Continente (Jakuzk hat 47·1⁰). Für Wien beträgt die Schwankung zwischen den Monatmitteln 17·78⁰.

Eine grössere Verschiedenheit als die Monatmittel zeigen natürlich die 5tägigen Mittel, und mehr noch die Tagesmittel im Laufe des Jahres, sowie endlich die absoluten Extreme, welche an einem Punkte überhaupt vorkommen können. Da wir auf diese Verschiedenheiten zurückkommen, führen wir hier nur einige Zahlen an.

In Wien ist der grösste bisher beobachtete Wärmegrad 31·0⁰, am 14. Juli 1838, das Minimum betrug — 20·4 im Januar 1851, was eine Schwankung von 51·4⁰ ergibt.

In Jakuzk betrug das Maximum am 21. Juli 1838 = 28·5⁰, das Minimum am 21. Januar 1838 = —48·0⁰, mithin die Schwankung 76·5⁰.

In der Oase von Mursuk in Nubien beobachtete man als Maximum 45⁰, dicht daneben in Tegerray als Minimum — 3⁰, die Differenz also 48⁰.

In diesen Zahlen sehen wir zugleich die auf der Erde überhaupt möglichen Extreme gegeben. Die höchsten beobachteten Wärmegrade zeigten sich noch am Flusse Macquaire in Australien (43·1⁰) und Abu-Arich in Arabien (42⁰). Die grössten Kältegrade wurden ferner im

Renselaerhafen (—44·5⁰) und im Fort Reliance (—45·3⁰) beobachtet, so dass zwischen den höchsten und den tiefsten auf unserer Erde beobachteten Temperaturen ein Raum von 93⁰ liegt. Der Mensch erträgt demnach Temperaturverschiedenheiten, welche um 13⁰ weiter abstehen, als der Gefrierpunkt vom Siedepunkt des Wassers *).

Räumliche Aenderungen der Luftwärme.

1. Veränderungen durch die Erhebung vom Boden.

Wir sahen bereits, dass die oberen Luftschichten, als die dünneren, durch die Sonnenstrahlen wenig erwärmt werden können, und dass auch die durch die Erdoberfläche reflectirten Strahlen ihnen nur wenig Wärme bringen können, da diese wieder vorzugsweise von den unteren dichteren Luftschichten aufgenommen werden.

Die Beweglichkeit der Luft aber macht es möglich, dass die unteren warmen Luft- und Dampfschichten vermöge ihrer verringerten Dichte sich erheben und die aufgenommene Wärme mit in die Höhe nehmen. Freilich steigt mit dem Dünnerwerden der Luft ihre Wärmecapacität, und die freie Wärme der Luftschichten verwandelt sich bei ihrer Erhebung zum grossen Theil in gebundene Wärme, so dass in den oberen Schichten der Atmosphäre das Thermometer stets niedere Wärmegrade anzeigt. Die gebundene Wärme der oberen Luftschichten kann übrigens, wenn dieselben durch andere Einflüsse wieder in die Tiefe gedrängt werden, dort durch Verdichtung der Luft wieder zum Vorschein kommen. In den Höhen selbst aber wirkt sie, wie gesagt, nicht auf das Thermometer.

Die verschiedenen Einflüsse, welche bei der Temperaturabnahme in der Höhe wirksam sind, lassen ein bestimmtes Gesetz dafür nicht erkennen. Auch zeigt sich eine bedeutende Verschiedenheit dieser Abnahme, je nachdem man die Verhältnisse auf Hochebenen, auf mehr vereinzelten Gebirgsgipfeln oder in völlig freier Luft untersucht, wie sie bei Erhebungen im Luftballon beobachtet wird. Wir fassen daher diese Verhältnisse getrennt ins Auge.

Am reinsten, sollte man denken, müsse die Temperatur der freien Luft sich von Störungen erhalten. Hier sind aber die Beobachtungen begreiflicherweise schwierig und daher nur selten angestellt.

Eine Beobachtungsreihe wurde von Pictet in Genf mit Hilfe eines 75′ hohen Mastbaumes erhalten, an dessen Spitze ein Thermometer so angebracht war, dass es mittelst einer Rolle rasch herabgelassen und mit einem unteren Thermometer verglichen werden konnte. An andern Orten

*) Siehe Schmid Lehrbuch der Meteorologie S. 402.

hat man Thermometer auf Thürmen mit solchen an deren Fusse verglichen, oder man hat in den verschiedenen Stockwerken eines Gebäudes den Gang der Wärme beobachtet. In allen diesen Fällen erstreckten sich die Beobachtungen nur auf den unteren Theil der Atmosphäre, soweit er noch durch die Bodenwärme stark beeinflusst ist. Frei davon sind nur die Beobachtungen auf Luftschifffahrten, ein nur spärlich vorhandenes Material.

Die erste Erforschung der Wärme in höheren Schichten der Atmosphäre unternahm Gay-Lussac am 24. August 1804, eine zweite Luftreise unternahm derselbe am 16. September desselben Jahres. Wir geben hier die Resultate einer dieser Fahrten:

Höhen und Temperaturen, beobachtet von Gay-Lussac, am 16. September 1804.

Höhe	Temperatur	Höhe	Temperatur
0'	24·6	16667'	3·5
9593	10·0	17462	2·0
10795	8·7	17818	0·0
11679	6·7	17956	0·5
12075	8·3	19113	—2·5
14275	7·0	19323	—1·2
14978	6·5	19437	—2·7
15215	5·8	21781	—5·5
15826	4·7	22076	—7·4
16247	0·7		

Diese und spätere Beobachtungen zeigen also eine entschiedene Abnahme in grossen Höhen. Dieselbe ist jedoch so unregelmässig, dass sie nicht ein Gesetz klar erkennen lässt.

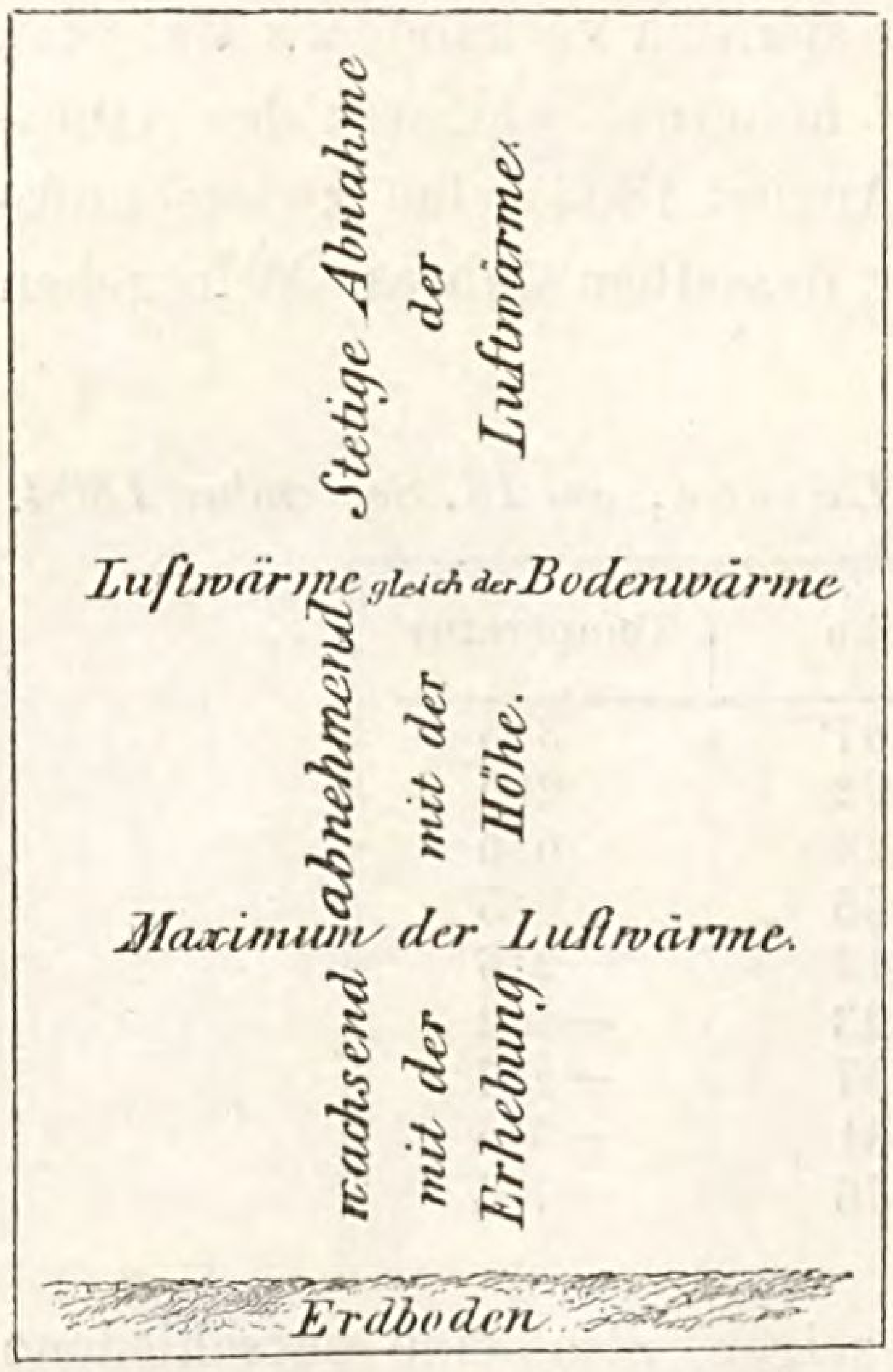
Wir können auch aus vereinzelten Beobachtungen ein solches kaum erwarten, da die Bewegungen in der Atmosphäre so mannigfaltige Störungen hervorrufen, dass ein Luftschiffer bei seiner Erhebung öfter abwechselnde kalte und warme Luftschichten durchfahren kann.

Grössere Reihen von Beobachtungen liegen über die untersten Luftschichten vor. Und hier zeigt sich durchaus nicht immer eine Abnahme der Wärme mit der Erhebung vom Boden. Es erscheint im Gegentheil oft die obere Luftschichte als die wärmere, so dass längere Beobachtungsreihen sich in ihren Mittelwerthen ausgleichen können. Am Tage erscheint die Luft nahe an der Erdoberfläche wärmer als in einiger Höhe darüber. In der Nacht dagegen ist die Wärme in den Luftschichten am Erdboden tiefer als in höheren Schichten, wie diess u. a. Fritsch durch Beobachtungen an der k. k. Centralanstalt für Meteorologie zu Wien nachgewiesen hat.

Im Allgemeinen beobachtet man im Sommer in der bodennächsten Schichte eine mit der Höhe steigende Wärme, welche ein gewisses Maximum erreicht und von da an wieder abnimmt, so dass in einer höheren Luftschicht wieder dieselbe Temperatur herrscht wie am Boden. Von da an

nimmt dann die Wärme mit der Erhebung stetig ab (Fig. 9). Diese Erscheinung tritt am auffallendsten bei reiner, trockener und nicht zu stark bewegter Luft hervor. Im Winter bei anhaltendem Frost zeigt sich eine stetige Abnahme von der Erdoberfläche nach der Höhe.

Fig. 9.



Diese Thatsache ist besonders beachtenswerth für die Beurtheilung unserer Temperaturbeobachtungen, welche durch die Höhe über dem Boden sehr wesentlich beeinflusst werden. Sie findet ihre Erklärung darin, dass die Erwärmung und Erkaltung der unteren Luftschichten hauptsächlich vom Boden ausgeht. Am Tage erwärmt sich, wie schon wiederholt gesagt, zuerst die vom Boden berührte Luftschicht. Das Aufsteigen der erwärmten Luft vom Boden findet mitunter darin ein Hinderniss, dass auf einer weiten Ebene gleichmässig die Erwärmung stattfindet. Bis nun die wirkliche Erhebung der warmen Luftmassen eintritt (die kalten ausweichen), findet ein Zustand des labilen Gleichgewichtes statt, die kältere Luftschichte lagert mit einer ziemlich scharfen Begrenzung über der warmen, verdünnten Luftschicht. Dieser Zustand hat bei rascher Erwärmung oft die Entstehung der Luftspiegelung, Fata Morgana, zur Folge. Diese wahrzunehmen, findet sich in der warmen Jahreszeit in allen weiten Ebenen Gelegenheit, wie in Ungarn, bei Wiener-Neustadt, auf dem Bodensee u. a. a. O. Sie zeigt sich hier in der Weise, dass das Auge weite Wasserflächen vor sich zu sehen glaubt, in welcher sich Bäume und Häuser wie in einem wirklichen See abspiegeln. Am merkwürdigsten erscheint die Fata Morgana in den Wüsten der Tropen, sowie in den Polargegenden. Hier entsteht sie ebenfalls an der Grenze ungleich erwärmter Luftschichten, übrigens nicht nur am Boden, sondern auch in den oberen Theilen der Atmosphäre. Erst allmälig theilt sich dann die Wärme theilweise auch der oberen Luft mit.

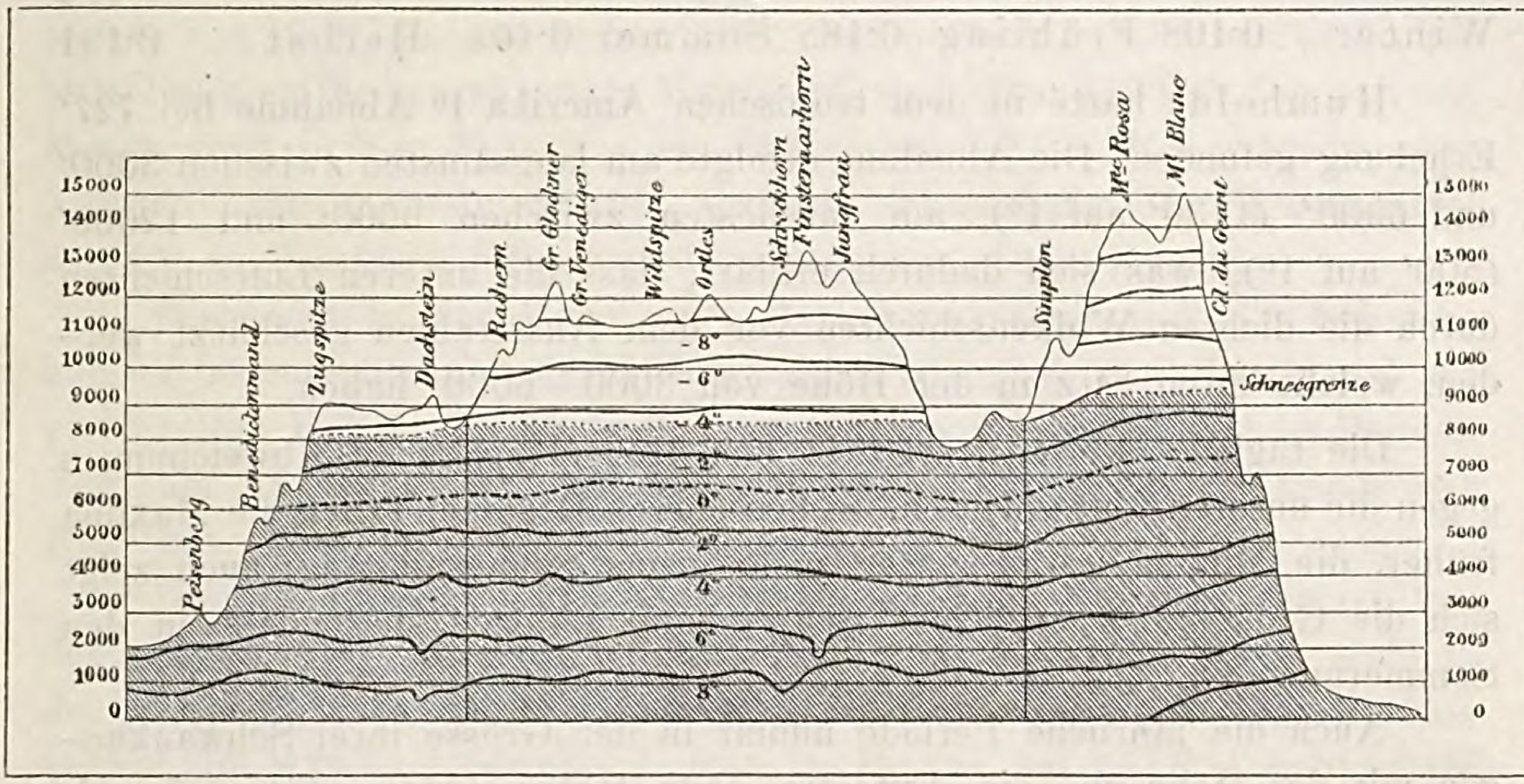
Nachts findet umgekehrt am Boden die stärkere Strahlung statt und diese kühlt die unteren Luftschichten mehr ab. Ueberdiess sinkt Abends von den Höhen die kalte Luft in die Niederungen und erniedrigt auch hier die Temperatur.

Mit dem bisher berührten Verhalten der Luftwärme in verschiedenen Höhen sehr ähnlich zeigen sich die Erscheinungen auf isolirten freien Berggipfeln. Wir wollen dieselben in drei Richtungen betrachten: in Bezug auf

das Verhalten der Temperaturmittel, sowie in Bezug auf die tägliche und die jährliche Periode.

Die Wärme nimmt im Allgemeinen mit der Erhebung auf kleinere und grössere Berggipfel ab. In den Alpen fand Schlagintweit eine Abnahme von 1⁰ auf 685′ Erhebung (siehe Fig. 10), jedoch war diese Zahl sehr verschieden auf den nördlichen und südlichen Alpen.

Fig. 10.



Dieser ideale Durchschnitt beginnt auf der linken Seite mit den Nord- und Ostalpen, zwischen den beiden verticalen Linien sind die Centralalpen, auf der rechten Seite die Südalpen angedeutet. Damit erklärt sich von selbst das Ansteigen der Wärmelinien nach rechts.

Sehr eingehend hat sich mit den Temperaturverhältnissen in den Alpen Oberst Sonklar beschäftigt *). Derselbe fand eine mittlere Abnahme von 602′—834′ in einzelnen Alpengebieten. In 6729′ ist nach ihm eine durchschnittliche Wärme von 0⁰ anzutreffen. Dr. J. Hann legte der kais. Akademie der Wissenschaften am 20. Januar 1870 eine Abhandlung vor über die Wärmeabnahme mit der Höhe, aus welcher wir die folgenden Resultate hervorheben:

Als jährliche Abnahme fand Hann nämlich auf je 100 W. F.

Westalpen	46⁰ N. B.	0·1472 R.
Erzgebirge	50½	0·1496
Rauhe Alp	48½	0·1080
Nordschweiz	47	0·1296
Harz	52	0·1456
Allgemeines Mittel	—	0·1368

*) Siehe „die Gebirgsgruppe des Tauern mit besonderer Rücksicht auf Orographie, Gletscherkunde, Geologie und Meteorologie von Carl Sonklar, Edlen von Innstädten. Wien 1866."

Die Rauhe Alp zeigt als Plateauerhebung die langsamste Abnahme. Mit deren Ausschluss wäre das allgemeine Mittel der Abnahme für 100 Fuss = 0·1432, oder auf 1° R. eine Erhebung von 698′. Auf die Monate vertheilt ergeben sich folgende Zahlen:

December	0·098	März	0·151	Juni	0·169	September	0·149
Januar	0·102	April	0·169	Juli	0·164	October	0·134
Februar	0·124	Mai	0·175	August	0·159	November	0·111
Winter	0·108	Frühling	0·165	Sommer	0·164	Herbst	0·131

Humboldt hatte in dem tropischen Amerika 1° Abnahme bei 727′ Erhebung gefunden. Die Abnahme erfolgte am langsamsten zwischen 3000′ und 6000′ (1130′ auf 1°), am raschesten zwischen 9000′ und 12000′ (500′ auf 1°), was sich dadurch erklärt, dass die unteren Luftschichten durch die dichten Wolkenschichten vor dem Ausstrahlen geschützt werden, welche ihren Sitz in der Höhe von 3000—6000′ haben.

Die tägliche Periode zeigt in den Höhen merkliche Abweichungen gegen die unteren Luftschichten. In den oberen Regionen fallen die Maxima früher, die Minima etwas später, mehr gegen Sonnenaufgang; auch zeigt sich die Grösse der täglichen Schwankung geringer, besonders in den Sommermonaten.

Auch die jährliche Periode nimmt in der Grösse ihrer Schwankungen mit der Höhe ab, die Extreme aber treten beide später ein, als in der Tiefe.

Nach Beobachtungen im Sommer beurtheilt man oft die Temperatur der höheren Regionen falsch, indem man die Wärmemittel der Höhen für weit geringer anzuschlagen geneigt ist, als sie sich erweisen, wenn auch Winterbeobachtungen vorliegen.

Ein sehr auffallendes Beispiel von hoher Winterwärme in Stationen von bedeutender Seehöhe geben die Tabellen der Schweizer meteorologischen Beobachtungen aus dem December 1865. Damals war vom 21. bis 30. December auf dem St. Gotthard eine auffallend hohe Wärme, weit höher als in den benachbarten tieferen Stationen. Das Verhältniss war in diesen 9 Tagen:

St. Gotthard	Mittel	3·7°	Maximum	6·5	Minimum	3·2
Bellinzona	„	1·0	„	4·2	„	—2·7
Chur	„	—6·7	„	—5·8	„	—7·6

In massenhaften Erhebungen des Bodens und besonders auf Hochebenen gestalten sich die Verhältnisse wesentlich anders als auf isolirten Gipfeln und kommen in vielen Beziehungen völlig mit jenen des Tieflandes überein. Es ist die Schwankung in der täglichen Periode so stark wie in der Tiefe, ebenso ist es die jährliche Schwankung, ja durch besondere Einflüsse kann diese auf Hochebenen eine weit beträchtlichere werden.

Die dünnere Luft über der Hochebene erlaubt am Tage den Wärmestrahlen leichter Zutritt, in der Nacht aber ist die Abkühlung durch Ausstrahlung oft um so bedeutender. Auf der Ebene von Cajamarca in Peru erfriert in 4300′ Höhe trotz einer mittleren Jahreswärme von 16⁰ häufig Nachts der Weizen.

Die Orte San Francisco und Massachusets (Neu-Mexiko) liegen beide unter 37·6⁰ n. Br. Der erstere hat bei 150′ Seehöhe eine mittlere Jahreswärme von 10·2⁰, der andere hat 8365′ Seehöhe und 4·1⁰ Jahreswärme. Die Mittelwärmen für den wärmsten Monat Juli sind 13⁰ und 13·98⁰. Der kälteste Monat zeigt in San Francisco ein Mittel von 8⁰, in Massachusets aber 5·5⁰, so dass an ersterem die jährliche Schwankung der Monatsmittel nur 5⁰, am letzteren Orte, auf der Hochebene, 19·5⁰ beträgt.

Besonders in der Mitte einer Hochebene zeigen sich die Schwankungen bedeutender und das Wärmemittel höher als am Rande und auf vereinzelten Höhen. St. Fé de Bogota, welches in der Mitte eines Plateau liegt, hat 14·5⁰ mittlere Jahreswärme, während ein Ort am Rande nur 13·1⁰ hat,

Die Mittelwerthe der Wärme werden auf Hochebenen weniger von der grösseren Meereshöhe beeinflusst. Die Temperatur nimmt wohl in der Höhe ab, doch um weit geringere Werthe, als in der freien Atmosphäre. In Mexiko beobachtete man z. B. erst bei 1342′ Erhebung ein Fallen der Wärme um 1⁰.

Auch in grösseren Gebirgen zeigt sich schon ein gewisser erwärmender Einfluss der grösseren gehobenen Landmasse. Sonklar findet die mittlere Temperatur der Alpen = 9·85, während dem mittleren Breitegrade von 46⁰ eine Wärme von 9·51 entsprechen würde, die eher noch tiefer sein sollte, da von West nach Ost in Europa die Wärme sich erniedrigt.

Mit der Abnahme der Wärme in den oberen Luftschichten hängt die Grenze des ewigen Schnees zusammen, auf welche wir weiter unten zurückkommen werden.

2. Wärmeänderungen veranlasst durch die geographische Breite.

Die zahlreichen Beobachtungen in der Region der Luft, welche die organische Welt vorzugsweise belebt, sind zwar nicht im vollen Sinne des Wortes stets als gleichwerthig anzusehen, indem die Verschiedenheit in der Entfernung der Thermometer vom Boden einen Einfluss auf die gewonnenen Resultate ausübt; indessen sind diese Verschiedenheiten sehr gering und gleichen sich sowohl in den Tages- als Jahresmitteln soweit aus, dass es unnöthig ist, ihren Einfluss bei der folgenden Zusammenfassung der Wärmebeobachtungen zu berücksichtigen.

Fassen wir die Temperatur der untersten Luftschichte ins Auge, so sehen wir dieselbe in gleicher Weise, wie bei verticaler Erhebung von der Meeresfläche, Aenderungen unterworfen, welche abhängig sind von der geographischen Breite; wir sehen aber den Einfluss derselben in verschiedener Weise modificirt durch die Vertheilung von Wasser und Land. Dieser Einfluss erstreckt sich auf die mittleren Werthe sowohl, als auch auf die tägliche und jährliche Periode der Wärme.

Um dem Studium dieser Gesetze eine anschauliche Grundlage zu gewähren, vereinigt man nach Humboldt's Vorgang auf einer Karte diejenigen Orte der Erde in Curven, welche dieselbe mittlere Jahrestemperatur haben. Man nennt diese Linien gleicher Wärmemittel Isothermen. Wegen der ungleichen Vertheilung der Wärme auf die Jahreszeiten reicht man aber mit diesen Linien nicht aus. Es ist nöthig, auch die Extreme der Temperatur ins Auge zu fassen, was mit Hilfe der Isotheren (Linien gleicher Sommerwärme) und Isochimenen (Linien gleicher Winterkälte) geschieht. Noch genauer wird das Bild über die Vertheilung der Wärme auf der Erde, wenn man für jeden Monat sich die Isothermen aufzeichnet, eine Arbeit, welche vorzugsweise von Dove ausgeführt wurde.

Zur Aufzeichnung der Isothermen kann man nicht die einfachen Mittel aus den Beobachtungsresultaten verwenden, da meist die Beobachtungszeit zu kurz ist, als dass alle Störungen ausgeglichen würden. Man pflegt desshalb die Beobachtungen eines Ortes mit kürzerer Beobachtungsreihe nach den nächstliegenden Orten zu corrigiren, für welche längere Reihen vorliegen.

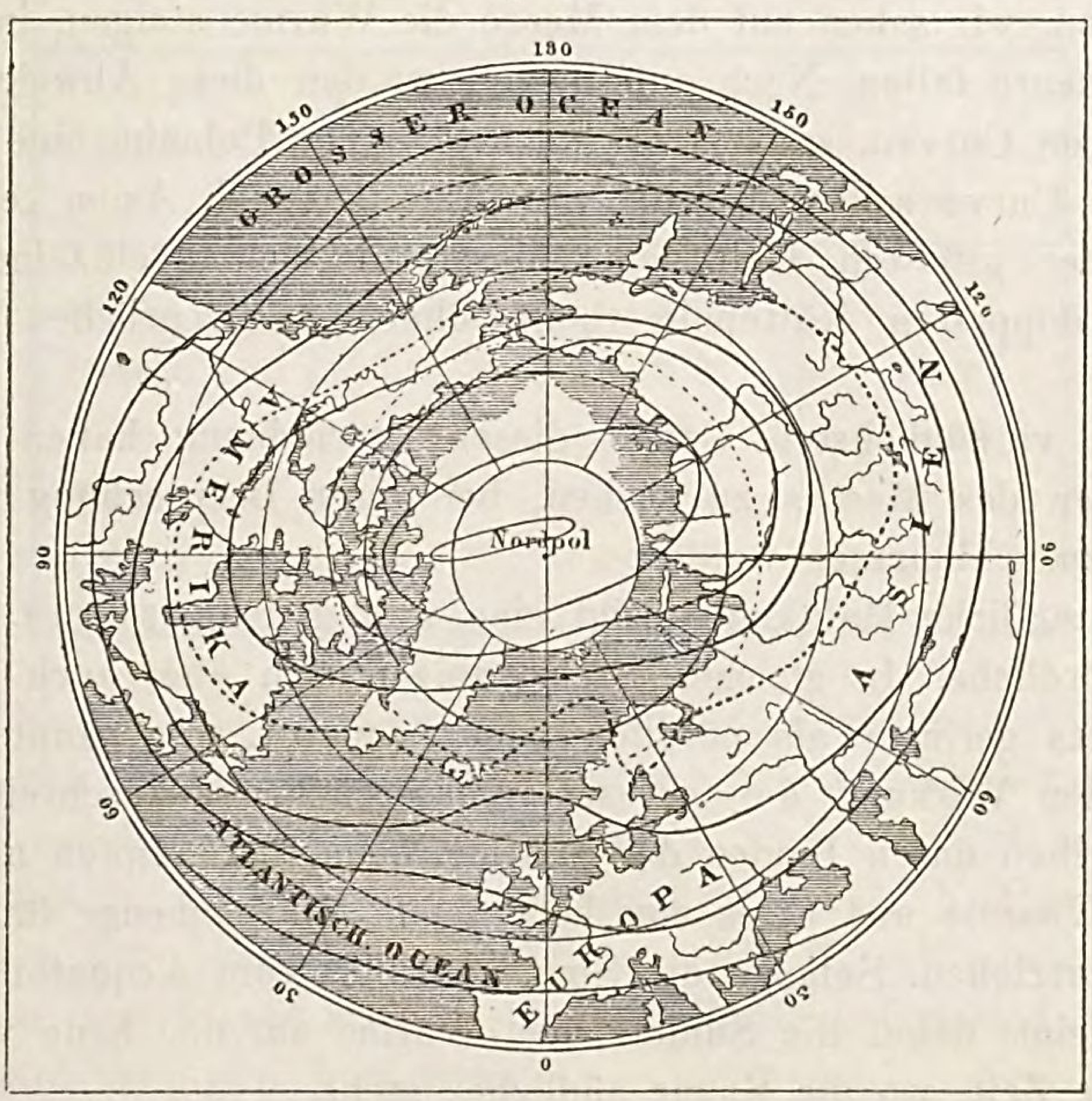
Um in den Isothermen die Vertheilung der Wärme auf der Erdoberfläche in horizontaler Erstreckung genau zu erhalten, ist auch noch der Einfluss der Erhebung eines Ortes über der Meeresfläche in Rechnung zu ziehen. Dove hat deshalb für je 750′ Erhebung 1° hinzugefügt und so ein richtigeres Bild der Wärmeabnahme vom Aequator nach den Polen hin erhalten. Doch ist unberücksichtigt geblieben, dass die Wärmeabnahme in der Höhe nicht in allen Jahreszeiten gleich ist, und auch die Beschaffenheit der Bodenerhebung, ihre allgemeine Erstreckung oder vereinzeltes Auftreten, ist nicht veranschlagt worden. Trotz der berührten Mängel entspricht übrigens die Isothermenkarte ganz gut ihrem Zwecke, ein Bild von der Vertheilung der Wärme in der untersten Schichte der Atmosphäre zu geben.

Wir geben die Isothermen in zweierlei Projection, in der Merkator's-Projection (Tafel 6), um nach der bekannteren Darstellung der Erdoberfläche die Wärmeverhältnisse vorzuführen, und nach der Polarprojection (Fig. 11), um die auf jener ersten Projection verzerrten Polargegenden in richtigerer Weise zu veranschaulichen.

Die Isothermen verlaufen wohl im Allgemeinen in der Richtung der Parallelkreise, doch weichen sie auch oft beträchtlich von ihnen ab.

Die Linie grösster mittlerer Jahreswärme, der sogenannte Wärmeäquator, von welchem ausgehend sowohl nordwärts als südwärts die Wärme sich vermindert, befindet sich meist nördlich vom Aequator und schneidet denselben mehrfach. Am meisten nach Norden bewegt er sich in den tropischen Continenten. Er zeigt auch nicht überall dieselbe Wärme, indem sich die Isotherme von 21⁰, welche ihn zum Theil bildet, einigemal spaltet und zwischen ihren Theilen Ländergebiete einschliesst, in welchen die Jahreswärme im Mittel auf 22⁰ und 24⁰ steigt.

Fig. 11.



Von der Isotherme 20⁰ an sehen wir auf unserer Karte die Isothermen von 4 zu 4⁰ verzeichnet. Nur wo grössere Wassergebiete auf der Erdoberfläche vorherrschen, verlaufen die Isothermen ziemlich parallel. Landmassen wirken sehr verändernd auf das Klima, und in Folge dessen krümmen sich die Linien gleicher Wärme über dem Lande bedeutend. Wegen der vorherrschenden Lage der Continente auf der nördlichen Erdhälfte verlaufen die Isothermen auf derselben weniger regelmässig als auf der südlichen Halbkugel, wo die Isotherme von 12⁰ und die südlichen fast den Verlauf des Breitenkreises nehmen.

Die Isothermen der nördlichen Halbkugel zeigen ihren Charakter am ausgeprägtesten in der Isotherme von 0⁰, der wir wegen der mit ihr fast zusammentreffenden Grenze des Baumwuchses als Typus dieser Iso-

thermen besondere Beachtung widmen wollen. Diese Isotherme schneidet Island und erhebt sich in Folge der erwärmenden Wirkung des Golfstromes in Skandinavien bis zum Nordkap, von wo sie sodann rasch nach Süden fällt und immer weiter gegen den Aequator zu schreitend bei Irkutzk in Sibirien ihre südlichste Stelle erreicht. Die Insel Saghalin, sowie die Südspitze von Kamtschatka schneidend, erhebt sie sich im Westen von Amerika wieder bedeutend, schneidet nördlich von der Bristolbai das ehemals russische Amerika und sinkt bis zur Jamesbai bedeutend, um bei der Halbinsel Labrador ein wenig, bis Grönland und Island wieder bedeutend gegen Norden sich zu erheben.

Wir finden sonach die Ostküsten der Continente kälter als die Westküsten, wir sehen auf dem Meere die Wärme steigen, in der Mitte der Continente fallen. Noch auffallender werden diese Abweichungen bei den kälteren Curven, so dass wir zuletzt an der Polnähe eine sehr langgestreckte Curve sehen, welche von Amerika nach Asien reichend eine Strecke der grössten Kälte einschliesst, die sich in einzelnen Monaten zu einem doppelten Kältepole theilt, ohne den eigentlichen Pol zu berühren.

Den vorzüglichsten Grund dieser Erscheinung haben wir in den Strömungen des Meeres zu suchen, bei deren Besprechung wir auf das Gesagte zurückkommen werden.

Die südliche Halbkugel zeigt eine weit gleichmässigere Erwärmung als die nördliche. In gleicher Breite zeigen sich aber auch die Jahresmittel stets geringer als nördlich vom Aequator, was hauptsächlich der abkühlenden Wirkung der grossen Wasserflächen zuzuschreiben ist, indem dieselben durch Binden der Wärme beim Verdampfen und Schmelzen des Wassers und Eises eine bedeutende Wärmemenge für die Beobachtung entziehen. Solange die Sonne nördlich vom Aequator sich befindet, erscheint daher die Summe der Wärme auf der Erde viel grösser, als zu der Zeit, wo die Sonne südlicher steht.

Dove gibt als Mittelwerthe für die nördliche Halbkugel im Januar 7·5°, im Juli 17·3°, im Mittel 12·4°.

Für die südliche Halbkugel im Januar 12·2°, im Juli 9·6°, im Mittel 10·9°.

Für die ganze Erde im Januar 9·9°, im Juli 13·5, im Mittel 11·7°.

Die freie Wärme auf der Erde nimmt also vom Januar bis Juli um etwa 3° zu.

Von besonderem Interesse für uns ist noch die Isotherme von 8°, da sie Oesterreich mitten durchschneidet und Wien nahezu berührt. In ihrem östlichen Verlaufe senkt sie sich etwas, trifft Odessa, die Krim, schneidet den Kaspi- und den Aralsee, hat nördlich von Peking ihre südlichste Grenze, von der sie sich allmälig auf dem grossen Ocean

erhebt. Von der Mündung des Columbiaflusses senkt sie sich wieder südwärts und berührt die canadischen Seen und Boston südlich. Im atlantischen Ocean geht sie rasch nach Norden, trifft nahezu Dublin, London und Brüssel, um schräg durch Deutschland wieder bis Wien herabzukommen.

Schon eine oberflächliche Betrachtung belehrt über die Unzulänglichkeit der Jahresisothermen zur Beurtheilung des Klima. Dublin und London mit milden Wintern und kühlen Sommern liegen auf derselben Curve wie Wien und Odessa, wo strenge Winter und heisse Sommer herrschen. Zur besseren Orientirung führen wir also auf einer zweiten Karte noch die Isothermen des Januar und Juli vor. (Taf. 7 und 8.)

Mittlere Wärme		
Ort	Januar	Juli
Dublin	2·9	12·8
London	2·4	14·3
Wien	−1·34	16·44
Odessa	−2·8	18·1
Peking	−3·0	22·0

Die Karte des Januar zeigt auf der südlichen Erdhälfte einen breiten Strich wärmsten Landes, begrenzt von der Isotherme von 21°, welche nur bei den Gallopagosinseln einfach verläuft. Auf keiner Stelle dieses Erdzirkels finden wir Jahresmittel über 22°. Von dem Wärmeäquator nach dem Nordpole zu krümmen sich die Isothermen mehr und mehr. Ueber dem Meere steigen sie nach Nord, auf dem Lande rücken sie bedeutend nach den Tropen hin.

In auffallendster Weise zeigt sich auf dieser Karte des Januars die starke Ausstrahlungsfähigkeit des festen Landes in dem Herabsinken der Wärme auf eine Stufe, wo den ganzen Monat das Quecksilber gefroren bleibt, während in gleicher Breite daneben auf dem Meere kaum Frost sich zeigt. Europa zeigt unter dem Einflusse des Oceans und seiner Strömungen eine sehr günstige Wintertemperatur, vorzugsweise an seinen Westküsten.

Betrachten wir nun die Julikarte. Zu dieser Jahreszeit rückt der Wärmeäquator mehr nach Norden. Da grössere Landmassen die senkrechte Bestrahlung empfangen, ist die Wärme eine weit grössere. In Amerika ist eine Curve von 22° umschlossen, in der alten Welt treten Isothermen von 22°, 24° und 26° auf. Die Isothermen sind weniger auffallend ge-

krümmt als im Jänner. Am meisten gegen die Tropen gewendet ist ihre Krümmung über den Meeren der nördlichen Hemisphäre, während die Landmassen derselben, besonders in ihren mittleren Theilen, die convexen Scheitel der Curven weit nach Norden erblicken lassen. Auch zu dieser Jahreszeit liegt Europa in dem Striche der günstigeren Erwärmung, eine Thatsache, die sich auch schon aus den Jahresisothermen ergeben hat.

Wenn man die mittleren Temperaturen verschiedener Orte mit den Mittelwerthen vergleicht, welche durch Zusammenfassung aller Stationen desselben Breitenkreises erhalten werden (S. 60), so zeigen sich von diesen Normalmitteln bald negative, bald positive Abweichungen. Den Unterschied der Wärme eines Ortes mit der Wärme seines Breitengrades nennt Dove die thermische Anomalie des Ortes. Er verbindet nun die Orte gleicher Anomalie durch Curven, welche er Isanomalen nennt. Zwischen den Flächen der positiven und jenen der negativen Anomalie läuft eine Linie, welche die mittlere Wärme selbst zeigt, also eine Anomalie = 0° hat und Normale genannt wird.

Wir finden auf unseren Tafeln (6, 7 und 8), die wir nach dem vorzüglichen Lehrbuch der kosmischen Physik von Müller ausführen liessen, die Isanomalen gleichfalls angedeutet. Die negative Anomalie ist durch blaue Farbe angezeigt, die Isanomalen sind fein punktirt. Ohne uns tiefer in eine Erklärung der Karten einzulassen, bemerken wir nur Folgendes:

Ueber Europa, Südasien, Ostafrika und Australien erstreckt sich ein warmer Erdgürtel von bedeutender Breite. Ebenso bilden das westliche Nordamerika, sowie das östliche Süd- und Centralamerika Erdstriche von höherer Wärme. Ganz Nord- und Ostasien, sowie der grösste Theil von Amerika liegen nebst bedeutenden Theilen der Oceane innerhalb der Grenzen der negativen Anomalie. Im Jänner und Juli ändert sich der Verlauf der Normalen in einer leicht aus den Tafeln ersichtlichen Weise, wie sie sich aus den wiederholt angedeuteten Gesetzen über das verschiedene Verhalten der Erdoberfläche gegen strahlende Wärme erklären.

Europa gehört stets zur positiven Anomalie, es hat milde Winter und warme Sommer.

Asien ist im ganzen kälter, es hat Winter von bedeutender Strenge, trotzdem aber heisse Sommer.

Afrika bildet mit Arabien ein Centrum grosser Hitze, doch ist im Januar die Wärme daselbst etwas niedriger als die Normale.

Australien verhält sich ebenso, doch ist wegen der Umkehrung der dortigen Jahreszeiten die negative Anomalie daselbst im Juli.

Nordamerika gehört bis auf wenige Striche stets den kälteren Erdstrichen zu, seine Winter wetteifern mit denen Asiens; ebenso ist Südamerika im Westen kühl, während es im Osten stets wärmer ist.

Grönland und Island zeigen warme Winter und kühle Sommer und erhalten sich über dem Mittel der Wärme ihrer Breiten.

Den Grund zu der ungleichen Erwärmung zweier Orte unter gleicher Breite haben wir bereits in der Vertheilung von Wasser und Land gefunden. Wir sahen darin auch den Grund für die grössere Wärme der nördlichen Erdhälfte. Derselbe Grund bedingt aber auch die Schwankung in den Extremen der Wärme an einem Orte, sowohl wie sie sich in dem jährlichen als auch wie sie sich im täglichen Gang der Wärme herausstellt. Dieser Gegensatz im Verhalten der Temperatur, wie er durch die Lage eines Ortes am Meere oder inmitten grösserer Landmassen sich ausspricht, bezeichnet man daher kurz mit den Ausdrücken: oceanische und continentale Temperaturen.

Nehmen wir die Monatsmittel einer Insel, welche mitten im Meere liegt, also oceanische Temperaturverhältnisse hat, so differiren der kälteste und wärmste Monat sehr wenig von einander. Eine Stadt mitten im Continent hat dagegen einen bedeutenden Unterschied zwischen den Mitteln des wärmsten und kältesten Monats aufzuweisen (siehe Tafel 5, Seite 25).

Ein sehr auffallendes Beispiel von oceanischen Temperaturverhältnissen zeigen die nicht bewohnten Aucklandsinseln *) (50° südl. Br.). Sie wurden durch den Capt. Musgrave untersucht, welcher durch Schiffbruch daselbst vom 3. Jänner 1864 an 20 Monate lang festgehalten wurde. Im Winter sank dort die Temperatur nicht unter 4·4°, erhob sich aber zuweilen auf 8—9°. Eis und Schnee zeigten sich nur an einzelnen Tagen und hielten sich nicht lange. Gras und Bäume blieben grün. Im Sommer dagegen zeigte sich die Schattenseite des Seeklima. Die höchste Temperatur zu Mittag war 12·5°, meist nur 5—9°. Eis wurde beobachtet, Regen und Stürme waren häufiger als im Winter.

In ähnlicher Weise fand man auf den Falklandsinseln (51—53° südl. Br.), für den kältesten Monat Juli die Mitteltemperatur = 2·4°, für den wärmsten Monat Jänner dieselbe = 10·2°, bei einem Jahresmittel von 6·7°.

Am auffallendsten ist die Thatsache, dass man auf einer der Süd-Shetlandinseln (63° südl. Br.), nach einem Minimumthermometer durch eine Zeit von 13 Jahren keine grössere Kälte als — 16·4° fand. Welcher Gegensatz zu den auf S. 61 angegebenen Extremen zu Jakuzk (62° nördl. Br.), welches den ausgesprochensten Continentalcharakter offenbart.

Auch auf der nördlichen Hemisphäre beobachten wir zahlreiche Beispiele von oceanischem Temperaturgange. Die Faröer (62° nördl. Br.)

*) Jelinek und Hann. Zeitschrift etc. Bd. I, S. 42.

zeigen sehr ähnliche Verhältnisse, wie die Falklandsinseln. Eben solche zeigen ferner in ausgesprochener Weise Island, Irland, das westliche Schottland, das nördliche Norwegen, sowie Nordcalifornien und Oregon.

Nehmen wir dagegen Astrachan (46° nördl. Br.), mit einem Jahresmittel von 7·6°, so zeigt der Jänner ein Mittel = — 5·8°, der Juli eines = + 20·2°.

Noch auffallender ist der continentale Charakter in Moskau ausgesprochen (55° Br. Jahresmittel = + 3·4, Januar = — 9·3, Juli = + 15·6°).

Ebenso wie aus dem Gang der Monatsmittel erkennt man auch aus dem jährlichen Gang der täglichen und 5tägigen Mittel deutlich den Unterschied des Continental- und oceanischen Typus, wie ein Blick auf die graphische Darstellung lehrt (siehe S. 59, Taf. 5, sowie die Tabellen auf den folgenden Seiten).

Oceanische Temperaturverhältnisse zeigen vorzugsweise die Orte der südlichen Erdhälfte. Auf der nördlichen Erdhälfte sind es Inseln und Halbinseln. Bei dem tiefen Einschneiden des Meeres in Europa hat dieses, besonders in seinen westlichen Theilen, noch oceanischen Charakter. Erst in Russland treten die Extreme des continentalen Typus auf. Die Ostsee mildert diese nur wenig, da sie in ihren nördlichen Theilen im Winter lange gefroren ist und dann der Wärmestrahlung gegenüber wie festes Land sich verhält. Im Frühling verzögern die Eismassen lange die Erwärmung selbst der südlichen Küsten der Ostsee durch das hinabfliessende Eiswasser.

Entschieden continental sind die Temperaturverhältnisse von Nord- und Centralasien, sowie von Nordamerika, mit Ausnahme der westlichen Küste des letzteren. Die Weltmeere an den Nordküsten dieser Länder führen so viel und so lange Eis, dass der Winter ungemein lange ausgedehnt wird. Die Binnenmeere Nordamerika's können trotz ihrer Ausdehnung die Winterkälte nicht mildern, da sie bald gefrieren und dann wie Land wirken. Wo also die Wärme dauernd unter den Gefrierpunkt sinkt, hört der mildernde Einfluss grosser Wassermassen auf die Küsten auf, sobald die Wasserfläche mit Eis bedeckt ist. Im Sommer dagegen wirken sie abkühlend auf das Klima ein, so dass die Maxima der Wärme erst in den August fallen.

Afrika hat continentalen Typus, mit Ausnahme einiger Küstenstriche. Südamerika und Australien haben mehr den Charakter des oceanischen Temperaturganges.

Continentale Temperaturverhältnisse.

Orte und Anzahl der Beobachtungs-Jahre	Breite	Länge	Seehöhe W. F.	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr	Unterschied zu dem kältesten u. wärmsten Monat
	0 ′	0 ′																			
Wien 90	48·13	34·2	612	0·20	−1·35	0·53	3·51	8·16	12·54	15·14	16·44	16·10	12·66	8·33	3·43	−0·21	8·07	15·89	8·14	7·97	17·79
Prag 14½ . . .	50·5	32·5	636	0·7	−1·9	−0·3	3·9	9·2	12·3	15·1	16·7	16·2	13·2	8·1	3·6	−0·5	8·6	16·0	8·3	8·1	18·6
Gratz 1	47·4	33·8	1170	−1·1	−2·3	0·3	2·9	7·5	11·5	14·7	15·7	15·2	12·0	8·5	2·7	−1·0	7·3	15·2	7·7	7·3	18·0
Ofen 17	47·31	36·43	403	0·1	−1·5	0·4	3·0	8·0	14·5	16·1	17·4	17·4	13·7	8·5	1·7	−0·3	0·5	16·9	8·6	8·4	18·9
Debreczin 17 .	47·32	39·2	401	−1·0	−2·0	−0·0	3·5	8·6	11·9	16·3	17·8	17·2	13·9	10·1	4·2	−1·0	8·0	17·1	9·4	8·7	19·8
Leutschau 15 .	49·1	38·19	1800	−2·9	−3·0	−1·8	1·2	5·5	10·1	13·3	14·2	13·7	10·7	7·2	1·1	−2·6	5·6	13·8	6·3	5·8	17·2
Triest	45·39	31·26	75	3·8	2·8	3·3	5·7	9·3	13·9	16·5	18·0	18·0	14·8	11·2	6·9	3·3	9·6	17·5	11·0	10·4	20·8
Athen 1	37·58	41·59	379	7·1	6·0	7·6	8·8	12·9	17·6	19·9	21·1	20·8	18·4	14·3	9·5	6·9	12·8	20·6	14·0	13·7	15·1
Sz. Bernhard 21	45·50	23·46	7777	−5·7	−6·9	−6·1	−4·5	−2·1	1·8	3·9	5·4	5·4	3·0	−0·4	−3·6	−6·2	−1·6	4·9	−0·3	−0·8	12·3
Dresden 11 . .	51·3	31·24	376	0·7	−1·2	0·6	3·5	7·8	11·7	14·7	15·8	14·8	11·7	8·8	3·0	0·0	7·7	15·1	7·6	7·6	17·0
München 25 . .	48·9	29·16	1615	1·3	−1·1	0·4	4·1	6·6	11·4	13·4	14·5	14·3	11·6	7·6	3·1	0·2	7·4	14·1	7·5	7·3	15·6
Berlin 24 . . .	52·30	31·04	103	1·3	−1·9	−0·1	2·7	6·9	10·9	13·9	15·0	14·4	11·7	8·0	3·2	−0·2	6·8	14·5	7·7	7·2	16·9
Brocken 1½ .	51·48	28·17	3620	−3·1	−10·2	−6·4	−2·4	−1·6	4·1	6·9	8·1	5·8	6·6	2·0	−2·0	−6·6	0·0	6·9	2·4	0·7	18·3
Stockholm 15 .	59·21	35·44	132	−2·1	−3·4	−2·4	−1·1	2·1	7·2	11·1	14·0	12·8	9·6	5·4	1·5	−2·6	2·8	12·6	5·5	4·6	17·4
Archangel 18 .	64·32	58·44	—	−8·7	−11·4	−10·1	−4·6	−0·3	4·2	10·2	12·7	11·3	6·9	1·3	−3·9	−10·1	−0·2	11·4	1·4	0·6	24·1
Petersburg 32 .	59·56	47·58	10	−4·6	−7·3	−6·4	−3·5	1·5	7·0	11·6	13·6	12·0	8·6	3·7	−1·0	−6·1	1·7	12·7	3·8	3·0	20·9
Moskau 16 . .	55·45	55·14	410	−6·6	−9·3	−7·2	−3·9	2·4	9·5	13·4	15·6	14·8	9·7	3·7	−2·0	−7·7	2·7	14·6	3·8	3·4	24·9
Katharinenburg 18 . . .	56·48	78·15	873	−12·2	−13·2	−10·7	−6·1	0·9	7·2	11·8	14·0	11·5	7·0	0·7	−5·8	−12·0	0·7	12·4	0·6	0·4	27·2
Nertschinsk 14	51·18	137·2	2290	−21·7	−23·7	−19·3	−10·6	−1·5	6·9	12·2	14·2	11·9	6·5	−2·2	−13·7	−21·6	−1·7	12·8	−3·2	−3·4	37·9
Jakuzk 17 . . .	62·2	146·54	292	−30·9	−23·7	−28·5	−18·4	−6·8	2·2	10·2	13·4	10·9	3·3	−7·7	−22·7	−31·1	−7·7	11·5	−9·0	−9·1	47·1
Rensselaer Hafen 1⅚ . . .	78·37	−53·	—	−28·4	−27·3	−26·4	−30·2	−19·2	−8·5	−1·2	2·8	−0·3	−8·2	−16·4	−24·4	−27·4	−19·3	0·4	−15·6	−15·6	33·0
New-York 33 .	40.42	56·21	—	1·0	−3·4	−0·2	3·9	9·3	13·5	15·9	18·3	17·7	14·4	9·3	4·5	−0·8	8·9	17·3	9·4	8·7	21·6

Oceanische Temperaturverhältnisse.

Orte und Anzahl der Beobachtungs-Jahre	Breite	Länge	Seehöhe	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr	Unterschied zu dem kältesten u. wärmsten Monat
Reykiavig 15 .	6°48′	— 4°15′	—	—1·1	—1·0	—1·6	—0·9	2·0	5·7	8·7	10·7	9·3	6·4	2·2	—0·7	—1·2	2·2	9·6	2·6	3·3	11·7
Bergen 6 . . .	60·24	22·58	—	2·3	1·3	2·1	2·5	5·5	8·6	10·9	12·6	11·9	9·9	7·1	3·9	1·9	5·5	11·8	7·0	6·6	11·3
Dublin 17 . . .	53·21	11·29	—	3·6	2·9	4·0	4·6	6·7	8·9	11·3	12·8	12·7	10·6	8·0	4·9	3·5	6·7	12·2	7·8	7·6	9·9
Plymouth 5 . .	50·22	13·38	—	5·8	5·6	5·7	6·0	7·3	10·2	11·9	13·3	13·2	11·5	9·2	7·2	5·7	7·9	12·8	9·3	8·9	7·7
Isle of Man 9 .	54·12	13·10	—	5·1	3·8	4·0	5·1	6·6	8·9	11·1	12·6	12·3	10·6	8·5	6·6	4·3	6·9	12·0	8·6	7·9	8·8
London 49 . . .	51·30	17·35	—	3·8	2·4	3·8	5·0	7·3	10·5	2·9	14·3	14·1	12·1	8·9	5·5	3·3	7·6	13·7	8·8	8·4	11·9
Veracruz 13 . .	19·12	78·29	—	16·9	17·4	18·1	18·6	20·6	22·1	22·0	22·0	22·0	22·1	21·0	19·2	17·4	20·4	22·0	20·7	20·3	5·2
Maracaibo 1 . .	10·43	54·12	—	22·2	21·9	22·8	22·6	24·2	24·0	24·3	24·3	24·4	24·2	23·5	23·1	22·3	23·6	24·3	23·6	23·4	2·5
Lissabon 5 . .	38·42	8·31	—	8·6	9·1	9·6	10·8	12·0	14·1	16·6	17·8	17·4	16·6	13·6	10·4	9·1	12·3	17·3	13·5	13·1	9·2
Paris	48·50	15·20	116	2·83	1·86	3·13	5·13	8·14	11·11	13·79	14·95	14·75	12·47	9·02	5·26	2·61	8·13	14·50	8·92	8·54	11·09
Brüssel	50·51	22·2	—	2·24	1·54	2·22	3·90	7·15	10·26	13·38	14·40	13·99	11·51	8·50	4·30	2·00	7·10	13·92	8·10	7·78	12·86
Strassburg 32 .	48·35	25·25	460	1·7	—0·4	1·7	4·4	7·9	11·7	13·6	15·0	14·7	11·9	8·0	4·1	1·0	8·0	14·5	8·0	7·9	15·4
Mailand 55 . .	45·28	26·51	739	2·0	0·5	2·8	6·2	10·1	14·3	17·2	19·0	18·5	15·3	11·1	6·7	1·8	10·2	18·2	11·0	10·3	18·5
Rom 20	41·54	30·5	165	7·0	5·8	6·8	8·7	11·5	14·8	17·4	19·5	19·4	16·9	14·6	9·5	6·5	11·7	18·8	13·7	12·7	13·7
Cairo 1	30·2	48·55	—	13·0	11·6	10·7	14·5	20·4	21·6	23·0	23·9	23·9	21·0	17·9	13·8	11·8	18·5	23·6	17·5	17·8	13·2
Madras 22 . . .	13·4	97·59	—	20·7	20·5	21·3	22·9	24·3	25·6	25·3	24·3	23·7	23·7	22·9	21·3	20·8	24·3	24·5	22·6	23·1	5·1
St. Helena 5 1/3	—15·55	11·57	1697	13·2	14·2	15·1	15·2	14·9	13·8	12·5	11·6	11·2	11·1	11·7	12·4	14·2	14·6	11·7	11·7	13·1	4·1
Melbourne 2 . .	—38·18	162·10	—	13·7	14·6	15·5	14·5	10·8	9·8	8·1	7·2	7·1	9·2	10·2	13·2	14·6	11·6	7·5	10·9	11·1	8·4
Falklandinseln 1	—52	—78·40	—	7·9	10·7	9·8	8·7	7·4	6·5	5·1	2·4	2·9	6·1	6·9	6·8	9·5	7·5	3·5	6·6	6·8	8·3
Capstadt 6 1/2 .	—33·56	36·40		17·9	18·8	19·5	18·1	15·6	13·4	11·5	11·4	12·7	13·3	14·6	16·9	18·8	15·7	11·9	15·0	15·3	8·1

Zur Untersuchung des Einflusses von oceanischer und continentaler Lage auf den täglichen Gang hat Dove die tägliche Schwankung verschiedener Orte in ihren monatlichen Mitteln verglichen, und da ebenfalls deutlich den gleichförmigen Gang der oceanischen Temperaturen von dem extremen Gang der continentalen unterschieden. Wir wählen zur Vergleichung verschiedene Orte, unter nahezu gleicher geographischer Breite.

Tägliche Wärmeschwankung.

Monate	Sitcha 57° 3' ocean.	Kathari-nenburg 56° 50' continent.	Green-wich 51° 29' ocean.	Göttingen 51° 32' Ueber-gangs-Charakter	Nert-schinsk 51° 18' cont.	Paris 48° 50'	Wien 48° 13'	Pan-csova 44° 50' cont.
						Uebergangsch.		
Januar . .	1·46	1·97	2·21	3·18	4·94	4·71	2·00	4·89
Februar . .	2·33	2·77	2·48	3·58	6·33	5·31	2·83	5·80
März . .	3·56	6·77	4·80	5·43	7·47	5·49	4·48	6·48
April . . .	4·40	6·27	5·71	6·64	7·73	5·29	6·20	9·13
Mai . . .	4·95	7·28	6·11	7·91	9·30	6·17	6·54	9·98
Juni . . .	4·99	7·91	6·80	7·76	9·02	6·05	6·27	9·60
Juli . . .	5·26	8·91	5·78	8·01	7·47	5·81	6·32	10·86
August . .	4·22	7·15	6·55	8·07	7·92	6·30	6·62	10·73
September .	3·19	6·15	6·63	7·66	7·94	5·42	6·39	10·71
October . .	2·20	2·94	4·08	5·13	7·91	5·87	5·17	7·89
November .	1·49	1·77	2·64	2·68	5·11	4·60	2·23	4·20
December .	0·83	2·31	1·87	2·08	4·17	5·22	1·66	3·61

Frosttage.

In sehr anschaulicher Weise wird das Bild der Wärmeverhältnisse einer Gegend dadurch ergänzt, dass man angibt, wie oft eine bestimmte Temperatur im Laufe der Monate erreicht wird. Wir wollen hier — da die Publicationen hierauf meist keine Rücksicht nehmen, — nur für einige Orte die Zahl der Tage angeben, an denen die Temperatur zur Eisbildung Anlass gab. Die Frosttage geben im Allgemeinen an, wie oftmals die Luftwärme unter dem Gefrierpunkt sank, doch werden dazu noch einzelne Tage gerechnet, wo bei einer nicht so tief gesunkenen Wärme auf Pfützen und dergl. kleinen Wasseransammlungen, sowie auch auf der feuchten Kugel des Psychrometers sich Eis bildete.

Zahl der Tage mit Frost.

Gegenden Ungarns	December	Januar	Februar	März	April	Mai	September	October	November	Jahr
Ungarisches Tiefland . . .	22·9	22	10·2	6·2	1	—	—	0·9	9·4	73·2
Oberschützen im Eisenburger Comitat	25·3	25·7	22	16·3	1·7	—	—	3	14·3	108·3
Warasdin im westlichen Randgebiete	15·6	17	13	8	0·2	—	—	—	10	63·8
Ungarisches Oberland . .	26·8	28	21·6	14·5	4	1	—	4·2	15·1	115·0
Siebenbürgen	23·2	26·1	20·1	16·2	3·3	—	0·04	4·8	15·2	109·8

Nicht periodische Aenderungen in der Luftwärme.

Wir haben uns bei der Betrachtung der Temperaturverhältnisse der festen, flüssigen und luftförmigen Erdrinde vorzugsweise an die Mittelwerthe gehalten, wie sie aus der Vergleichung langer Reihen von Beobachtungen entstehen. Nur hie und da wiesen wir auf Abweichungen vom normalen Gang hin. Wir können aber wohl sagen, dass der normale Gang, so wie ein mittlerer Stand eigentlich die Ausnahme von der Regel bildet. Meist wird nach oben oder unten eine Abweichung stattfinden, es wird die Gesetzmässigkeit der Erscheinungen durch das Eingreifen anderer Gesetze gestört. Der Gang der Wärme, wie wir ihn als normal hingestellt, ist, wie wir sehen, in erster Linie von der geographischen Breite abhängig, in zweiter von der continentalen oder oceanischen Lage des Ortes und von der Meereshöhe. Nun kommen aber noch zahlreiche andere Factoren in Betracht, wie die Vertheilung von Wasser und Land, die Nähe von Gebirgen, deren Höhe und Richtung, vorherrschende Windrichtung und Meeresströmungen, sowie deren Wechsel, Nähe dürrer oder feuchter Landstrecken, vulkanische Erscheinungen und manches andere. Das Auftreten dieser mannigfaltigen Einflüsse gestaltet nun den periodischen Wechsel in der Wärme oft derartig um, dass man den normalen Gang oft gar nicht in der einzelnen Erscheinung erkennt.

Die leichte Beweglichkeit der Luft lässt in der Atmosphäre solche Störungen mehr hervortreten, als im Boden und im Wasser. Wir betrachten sie daher vorzugsweise nur in der Luft.

Ein Blick auf Fig. 7, S. 56 zeigt, wie der tägliche Gang der Wärme in einzelnen Fällen vom normalen Gang abweicht. Wir fügten eine sehr auffallend gekrümmte Curve bei, welche den Gang der Wärme am 20. Juli 1856 zu Wien darstellt. In Folge dessen werden auch die einzelnen Tagesmittel selten mit dem übereinstimmen, welches aus dem normalen jährlichen Temperaturgang abgeleitet ist. Da diese Abweichungen vom normalen Gang für viele meteorologische Processe das bestimmende oder

begleitende Moment bilden, pflegt man in der Darstellung meteorologischer Störungen — wobei der normale Gang als bekannt vorauszusetzen ist — nur die Differenzen von den Normalwerthen anzugeben.

In der Art pflegt man u. a. die täglich von verschiedenen Stationen an die Centralanstalt für Meteorologie in Wien einlaufenden Telegramme über den Stand der Wärme und des Luftdruckes auf die Normalmittel jener Orte zu beziehen und auf einer Karte durch Curven die Orte gleicher Abweichung vom Normalmittel zu verbinden. Man erhält hierdurch eine klare Uebersicht über die Störungen in den beiden wichtigsten meteorologischen Elementen. In gleicher Weise erscheint es auch sonst bei meteorologischen Uebersichten praktisch, die Abweichungen vom Normalwerthe anzugeben. Es fallen dabei auch alle Correctionen weg, welche wegen Reduction auf der Meereshöhe u. s. f. angebracht werden müssten.

Ebenso wie die Tagesmittel von den normalen abweichen, zeigt sich auch noch in den 5tägigen Mitteln eine starke Abweichung, wie sich aus der Darstellung des Ganges der Wärme für Wien (Taf. 4) ergibt.

In nicht so bedeutenden Differenzen, indessen immerhin noch beträchtlich genug schwanken die Monatmittel; auch die Jahresmittel zeigen noch so grosse Abweichungen, dass man erst aus einer längeren Reihe von Jahren die normalen Mittel behufs der Isothermen feststellen kann.

In den Monatsmitteln zeigen sich noch Schwankungen bis zu 14°. Die Schwankungen sind in der heissen Zone geringer als in der gemässigten, im Seeklima geringer als tiefer in den Continenten, doch bei eigentlichem Continentalklima wieder geringer als da, wo beide Arten des Klima sich begrenzen; in den Höhen sind sie kleiner als in der Tiefe. Am bedeutendsten schwanken die Wintermonate der gemässigten Zone, beträchtlich auch noch die Frühlingsmonate, weniger der Sommer und Herbst, im September zeigt sich meist die geringste Abweichung von seinem normalen Stand.

Wir fügen hier für Wien die Angabe der höchsten und tiefsten Monatsmittel der Wärme bei und setzen die normalen Mittel so wie die Grösse der Schwankung daneben.

Veränderlichkeit der Monatsmittel der Wärme für Wien.

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	December
Höchstes Monatsmittel	3·96	4·61	7·13	13·92	16·16	17·92	20·01	18·83	16·10	12·15	5·59	4·42
Tiefstes Monatsmittel	—6·64	—5·63	—1·80	4·29	9·34	13·15	14·00	13·60	10·65	5·62	—0.14	—7·33
Mittleres Monatsmittel	—1·33	0·51	3·54	8·16	12·61	15·23	16·61	16·24	12·78	0·37	3·38	0·17
Schwankung	10·60	10·24	8·93	9·63	6·82	4·77	6·01	5·23	5·45	6·53	3·73	11·75

Die Jahresmittel können noch in einem Raume von 3⁰, ja selbst bis 4·5⁰ schwanken. An Orten mit kurzer Beobachtungsreihe ist man daher genöthigt, bei Berechnung eines Normalmittels einen benachbarten Ort mit längerer Beobachtungsreihe zu Hilfe zu nehmen.

Schwankung des Jahresmittels der Wärme.

	Wien 90 J.	Berlin 49 J.	Hamburg 18 J.	London 52 J.	Innsbruck 52 J.	Paris	Regens-burg
Höchstes Jahresmittel	9·46	9·69	—	—	10·06	9·68	8·33
Tiefstes „	5·84	4·38	—	—	5·61	7·32	5·09
Normales „	7·97	—	—	—	—	—	—
Schwankung	3·62	3·42	2·46	3·02	4·45	2·36	3·24

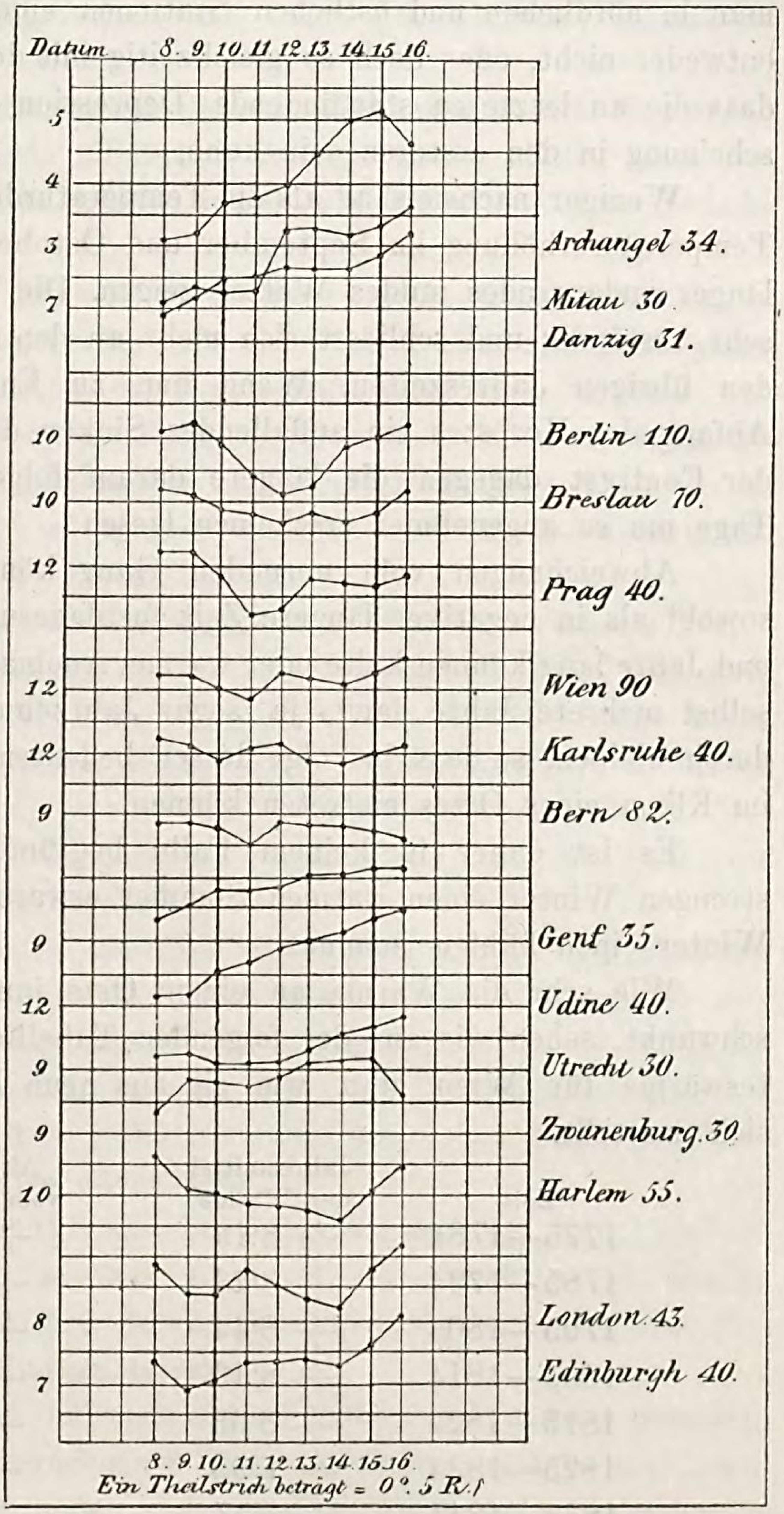
Vergleicht man die Vertheilung der Temperaturschwankung auf die Jahreszeit, so zeigt sich neben den grösseren Schwankungen in der kalten Jahreszeit auch noch, dass im Winter die Erniedrigungen unter das Normale grösser sind, als die Erhöhungen über dasselbe, dass aber natürlich dann die Erhöhungen häufiger eintreten müssen, also ein milder Winter wahrscheinlicher ist als ein strenger.

In den 5tägigen Mitteln erscheinen die Schwankungen der jährlichen Periode etwas verändert. Im Frühling zeigt sich hier grössere Veränderlichkeit, welche in den Monatsmitteln weniger auftritt, da sie meist in geringen Grenzen um den Nullpunkt variirt.

Zu gewissen Zeiten im Jahre pflegen die Temperaturschwankungen mit einer gewissen Regelmässigkeit über oder unter das Normale zu gehen. So pflegt für Mitteleuropa im Mai eine Periode einzutreten, wo die Wärme auf eine für die dann meist schon sehr entwickelte Vegetation sehr empfindliche Weise herabsinkt. Der 12. und 13. Mai (Pancratius und Servatius, die Eismänner) und Urban, der 25. Mai, sind berüchtigt durch die Rückfälle in der Temperatur, so dass man vor deren Verlauf empfindliche Culturpflanzen möglichst schützen muss. Diese Kälteperiode im Mai ist noch aus dem jährlichen Gange zu erkennen, wenn das Mittel aus mehr wie 100 Jahren berechnet ist. Sie ist auf einen Landstrich ausgedehnt, welcher zwischen Ostsee und Alpen beginnend sich durch Russland nach Asien zieht und wird mehr oder weniger empfindlich, je nachdem der Rückschlag vor, nach oder während der Blüthezeit fällt; denn während des Blühens ist die Empfindlichkeit der Vegetation grösser als dann, wenn die Knospen noch nicht aufgebrochen sind, oder wenn schon die Früchte eine gewisse Kraft erlangt haben.

Dove hat für die Orte, von welchen längere Beobachtungsreihen vorliegen, den häufigen Rückgang der Temperatur in der Zeit vom 8. bis 16. Mai nachgewiesen. Wir führen diese Angaben hier in graphischer Darstellung (den mittleren Gang der Wärme bezeichnend) vor.

Fig 12.



Links steht für jede Curve eine Zahl, von der aus die Zählung der Temperaturgrade zu beginnen hat; die Länge der Beobachtungsreihe, aus welcher das Mittel genommen wurde, ist aus der dem Namen des Ortes beigefügten Zahl zu ersehen.

Weit auffallender ist die Depression, wenn man nur gewisse einzelne Jahre ins Auge fasst, wie dies Jelinek an verschiedenen Orten nachgewiesen (1864, 1866). Sie wird um so mehr schädlich, als mitunter dem kalten Mai ein warmer April vorhergeht (1825, 1856, 1866), welcher die Vegetation sehr weit fördert und den Rückschlag um so empfindlicher werden lässt.

Die Ursache solcher Rückgänge glaubte man theils in kosmischen, theils in irdischen Verhältnissen suchen zu sollen. So hat man die Sonnenflecken und andere astronomische Erscheinungen damit in Zusammenhang setzen wollen. Doch spricht dagegen die locale Beschränkung der Depression in angegebener Weise. Als irdische Ursache wollte man den Eisgang bei nördlichen Flüssen ansehen, doch findet dieser erst bei Temperaturen über dem Gefrierpunkte statt, so dass er nicht eine Ursache

von Frost sein kann. Wir werden später nachweisen, dass eine kalte Luftströmung, durch Ausstrahlung der Wärme in wolkenleeren Nächten verstärkt, diese Abkühlung hervorbringen kann, wenn sie, durch eine entgegengesetzte warme Strömung einige Zeit gestaut, sich allmälig Bahn bricht. Dass nur locale Einflüsse statthaben können, ergibt sich daraus, weil man in nördlichen und östlichen Stationen einen Herabgang der Wärme entweder nicht, oder doch so gleichzeitig mit den südlicheren beobachtet, dass die an letzteren stattfindende Depression nicht eine Folge der Erscheinung in den ersteren sein kann.

Weniger nachweisbar als die Temperaturdepression im Mai ist eine Temperaturerhöhung im September und October, welche Monate oft ein länger andauerndes mildes Wetter zeigen. Die Witterung ist im Herbste sehr beständig und schliesst sich mehr an den normalen Gang an, als in den übrigen Jahreszeiten. Wenn nun zu Ende des Sommers oder bei Anfang des Herbstes ein auffallendes Sinken der Wärme stattfand, mag der Contrast dagegen die längere darauf folgende Reihe minder kalter Tage um so angenehmer erscheinen lassen.

Abweichungen vom normalen Gang können in positiver Richtung sowohl als in negativer längere Zeit fortdauern. Nicht nur Tage, Monate und Jahre lang können kalte oder warme Anomalien andauern, sie können selbst mehrere Jahre lang, ja sogar Jahrzehnte und Jahrhunderte hindurch bleiben, so dass in Folge dessen bedeutende dauernde Aenderungen im Klima eines Ortes eintreten können.

Es ist daher in keinem Falle begründet, wenn man nach einem strengen Winter einen warmen Sommer erwartet, oder auf einen milden Winter einen kühlen Sommer.

Wie sehr die Wärme an einem Orte innerhalb eines Jahrhunderts schwankt, sehen wir aus der folgenden Tabelle, welche die mittlere Jahreswärme für Wien gibt, wie sie aus neun Reihen von je 10 Jahren sich darstellt.

Zeit	Jahresmittel der Wärme	Abweichung vom Normalen
1775—1784	+ 8·19	+ 0·22
1785—1794	+ 8·23	+ 0·26
1795—1804	+ 8·44	+ 0·47
1805—1814	+ 8·13	+ 0·16
1815—1824	+ 8·33	+ 0·36
1825—1834	+ 7·95	— 0·02
1835—1844	+ 7·57	— 0·40
1845—1854	+ 7·50	— 0·47
1855—1864	+ 7·73	— 0·24

Diese Anomalien erstrecken sich gewöhnlich über weite Länderstrecken gleichzeitig, so über ganz Europa, über Asien, oder über Nord-

amerika. Häufig aber findet ein Ausgleich in der Weise statt, dass der negativen Anomalie einerseits eine positive andererseits entspricht. Europa schliesst sich in diesem Punkte mehr an Asien, jedoch steht es mitunter zwischen beiden Nachbarcontinenten auf einem mehr normalen Stande, wobei seine östlichen und westlichen Theile zufolge der angrenzenden extremen Witterungsverhältnisse schon beträchtliche Gegensätze bieten können.

Soweit die Beobachtungen bis jetzt reichen, gleicht sich die Summe der Wärme, welche die Erde alljährlich von der Sonne erhält, stets aus. Was ein Continent weniger erhält, finden wir mehr auf dem benachbarten.

Man hat aber auch Beweise dafür, dass seit mehreren 1000 Jahren die Temperatur an manchen Stellen der Erde keine andere war als jetzt.

Aus Palästina brachten die Kundschafter des Moses Datteln und Trauben zurück, Früchte, welche beide jetzt noch daselbst wachsen. Da die Dattel eine mittlere Jahreswärme von mindestens 16·8° braucht, der Weinstock aber bei 17·6° nicht mehr gedeiht, so kann die Temperatur seit jener Zeit um kaum 1° geschwankt haben.

Wenn man an andern Orten dagegen aus der Abnahme der Weincultur auf eine Verschlechterung des Klima's deuten will, so ist dies wohl ein Irrthum, indem die Abnahme des Weinbaues nur die Folge davon sein kann, dass man anstatt des Weines, welcher nur in mehreren Jahren eine gute Ernte verspricht, eine andere lohnendere Frucht anbaut. Der schnellere und billigere Transport wird auf diese Art den Bau noch mancher Pflanze überflüssig machen.

Nur im hohen Norden scheinen tiefer eingreifende und dauernde Veränderungen des Klima's mitunter einzutreten. Wenn in einem strengen Winter sich Eis- und Schneemassen derart häufen, dass der folgende Sommer sie nicht schmelzen kann, oder wenn durch Strömungen grössere Treibeismassen an eine Küste geführt werden, kann eine dauernde Temperaturerniedrigung die Folge davon sein.

Grönland (grünes Land) besass bei seiner Entdeckung ein bei weitem milderes Klima als jetzt, so dass 1406 auf der Ostküste 190 Dörfer bewohnt wurden. Diese wurden durch Eismassen von dem Verkehr abgeschnitten und gingen völlig zu Grunde.

Ebenso wie Grönland ist auch Island früher viel wärmer gewesen, wie die Ueberreste dort gewachsener Bäume beweisen, welche man zwischen dem jetzt dort wachsenden verkrüppelten Birkengebüsch findet.

Vergleicht man mit den Erscheinungen der gegenwärtigen Zeit die Verhältnisse der sogenannten Eiszeit, welche die Urbewohner Europa's neben Mammuth, Rennthier, Bär u. a. nordischen Thieren erlebt haben, so erscheint die Wärme Europa's jetzt dagegen bedeutend ver-

ändert. Aber auch diese Erscheinung ist als eine locale Anomalie aufzufassen. In der Vorzeit bestanden die Umstände, welche jetzt günstig auf das Klima Europa's wirken, nicht und wurden durch andere ersetzt, welche die Temperatur herabdrückten. Jetzt ist die erwärmende Wirkung des Golfstromes, sowie der warmen über den atlantischen Ocean und die Sahara wehenden West- und Südwinde Ursache des milden Klima. Damals aber bestand eine Verbindung des weissen Meeres mit der Ostsee, durch welche eine polare Seeströmung abkühlend wirkte; die Sahara war ein weites Meer, dessen Feuchtigkeit die Niederschläge des ohnehin durch einige Meerbusen und grosse Binnenseen inselartigen Europa noch vermehrte und sein Klima ähnlich dem gegenwärtigen Klima von Neuseeland machte, indem es vorzugsweise anstatt heisstrockener eine mässig warme feuchte Luft im Sommer nach Europa gehen liess. Wie dort jetzt noch, so reichten damals die Gletscher der Alpen und Scandinaviens weiter hinab, selbst bis in das damalige Meer, wovon die erratischen Erscheinungen jetzt noch Zeugniss ablegen. Zur Eiszeit mag übrigens die Temperatur wohl noch nicht einmal so niedrig gewesen sein, als gegenwärtig in dem nördlichen Amerika unter gleicher Breite.

Andere geologische Thatsachen sprechen für ältere Aenderungen im Klima der ganzen Erde. Tropische Gewächse konnten in der Vorzeit unseres Planeten bis in die polaren Regionen gedeihen. Höhere Wärme, dichtere Atmosphäre musste da in allen Zonen vorhanden sein. Beides lässt sich wohl nach der Theorie von Laplace durch eine allmälige Abkühlung der Erde erklären, wodurch sie aus dem dampfförmigen in den feurig flüssigen und endlich festen Zustand überging. Diese hypothetischen Verschiedenheiten liegen uns aber zu fern, als dass wir näher darauf eingehen könnten. In der Gegenwart sind alle geologischen Processe — abgesehen von den bereits erwähnten Wirkungen der Eismassen — von zu geringer Wirkung, als dass wir von denselben einen Einfluss auf die Wärme eines Ortes nachweisen könnten.

Eher könnte man noch der Thätigkeit des Menschen einen solchen Einfluss zuschreiben. Es ist bekanntlich die Temperatur in Städten gewöhnlich eine andere als in der Umgebung derselben. In der Regel ist sie in der Stadt wärmer. Auch auf ganze Länder erstreckt sich die klimaverändernde Wirkung des Menschen. Weniger aber ist es die mittlere Wärme, auf welche der Mensch ändernd einwirkt, als wie der Feuchtigkeitsgehalt der Atmosphäre, welcher durch Austrocknen von Sümpfen und Seen, durch Abholzen der Waldungen u. a. vermindert oder durch Bewässerung von Kanälen und Seen gehoben wird. Erst in zweiter Reihe ist damit eine excessivere oder gleichmässigere Vertheilung der Wärme auf die Jahreszeiten verbunden.

Als Beispiel hiefür kann ein Theil der ungarischen Ebene angeführt werden. Das an sich schon excessive Klima Ungarns wird durch die Regulirung der Theiss mehr und mehr zu einem Steppenklima, dem nur dadurch wird vorgebeugt werden können, dass man durch Anlegung von Kanälen in weitester Ausdehnung dem Lande wieder Feuchtigkeit zuführt und dadurch die Wärmeextreme auf ein für die Vegetation günstigeres Mass zurückbringt. Erst wenn das geschehen, wird man es erreichen, dass auch Wald angepflanzt werden kann, ein Mittel, das wiederum dem Klima in jeder Richtung zu Gute kommt.

Einfluss der Wärme auf die Pflanzenwelt.

Obgleich alle klimatischen Factoren — nebst dem Lichte, welches wir schon betrachtet haben, Temperatur, Feuchtigkeit, Luftdruck, atmosphärische Bewegungen, elektrische Zustände, Reinheit der Luft, kurz wie Humboldt sagt, alle die atmosphärischen Veränderungen, welche unsere Organe merklich afficiren — auf die Pflanzen Einfluss üben und die Vegetationsverhältnisse der Erde mehr oder weniger wesentlich mit bedingen, kommt doch die wichtigste Rolle hiebei der Wärme zu.

Ehe wir aber auf die Betrachtung dieses Einflusses näher eingehen, müssen wir constatiren, dass sich aus dem Klima allein durchaus nicht das Gedeihen und die Verbreitung der Pflanzen erklären liesse. Diese hängt ja bekanntlich auch wesentlich von dem Boden, und zwar von dessen physikalischen und chemischen Eigenschaften ab; auch der Mensch befördert oder modificirt willkürlich und unwillkürlich die Verbreitung der Pflanzen, und die Thiere haben gleichfalls ihren Antheil daran, indem sie bald Samen vertragen, bald Pflanzen ausrotten, oder doch dazu beitragen.

Einen wesentlichen Einfluss hat darauf auch noch die geologische Vergangenheit; Zusammenhang oder Trennung in früheren Erdperioden war vom grössten Einflusse auf die gegenwärtige Vertheilung der Organismen. Die ähnlichsten Klimate können daher verschiedene Pflanzenformen zeigen. Der Hauptsache nach bleibt jedoch das Klima massgebend und wir müssen daher auf die nähere Betrachtung dieses Einflusses ebenso hier eingehen, wie später auch auf jene Wirkungen, welche umgekehrt die Pflanzenwelt auf das Klima ausübt.

Unter sehr hohen wie sehr niederen Graden der Wärme ist kein organisches Leben möglich; weder unter dem Gefrierpunkt noch über dem Siedepunkt des Wassers kann es sich entwickeln. Und wenn auch einzelne Organismen im Zustande der Ruhe (im Winter als Samen oder Ei) beträchtliche Abweichungen von der mittleren Wärme vertragen können, so ist doch das pflanzliche wie das thierische Leben vorzugsweise an

eine Wärme über dem Eispunkt bis zu etwa 30° gebunden, und in diesen Grenzen begegnet man den verschiedensten Graden einer ärmeren oder reicheren Entwicklung. Die reiche Entwicklung der tropischen Flora mit ihren Palmen ist nur in dem heissen Klima möglich. Einem milderen Klima gehören die Myrthen und andere immergrüne Holzpflanzen an, dem kalten Klima sind niedere Sträucher und Kräuter, Moose und Flechten eigen. Die Wärme bedingt die Vertheilung der Vegetationsepochen auf die Jahreszeiten, das Vorhandensein bestimmter Wärmegrade gestattet die Uebertragung von Culturgewächsen in entfernte Gegenden, ihr Mangel oder Ueberschuss verhindert das Gedeihen vieler Formen. Wie dieser Einfluss der Wärme vor sich geht, ist Sache des Physiologen; den Klimatologen beschäftigt vorzugsweise das Factum, dass die Wirkung vorhanden, und dass sie nach ihrer Stärke und nach ihrer Zeitdauer verschieden ist.

Wirkung der Wärme auf die Entwicklung der Pflanze.

Wenn man auch noch im Unklaren ist über den eigentlichen Einfluss, welchen die Wärme auf die Entwicklung des pflanzlichen Lebens äussert, so ist es doch an sich klar, dass dieser Einfluss vorzugsweise in einer Beförderung der chemischen Processe des Pflanzensaftes liegen muss. Wir finden im Herbste die Markstrahlenzellen der Holzpflanzen mit Stärkekörnern gefüllt. Diese verschwinden im Frühling, sobald der Saft zu steigen beginnt und an ihre Stelle treten Dextrin, Zucker oder Terpentinöl. Bei diesem Uebergang spielen unzweifelhaft die stickstoffhaltigen Bestandtheile des Pflanzensaftes eine nicht unbedeutende Rolle, ähnlich wie bei der Gährung, und wie bei dieser wird beim Wachsthum der Gewächse ein bestimmter Temperaturgrad am meisten günstig für verschiedene Processe sein müssen. Daneben wird auch noch die Diosmose der Flüssigkeiten und die Beweglichkeit des Saftes in den Zellen durch die Wärme befördert, die Auflöslichkeit fester Körper beschleunigt, und die Verdunstung der Feuchtigkeit und die Kohlensäureentwicklung von der Blattfläche wird stärker. Alle diese Umstände wirken vereint auf die mehr oder minder rasche Ernährung der Pflanze und bewirken im Zusammenhang die Neubildung der verschiedenen Organe, sowie deren Ausbildung, Reife und die Wiederkehr zur Ruhe.

Welche die Umstände sind, unter denen bei uns im Frühjahr das pflanzliche Leben erwacht, lässt sich also nicht ganz mit Bestimmtheit sagen. Es scheint hiebei weniger darauf anzukommen, wie weit die Temperatur über den Gefrierpunkt sich erhebt, als auf die Differenz zwischen der Wärme der Luft und der des Bodens, beziehungsweise zwischen der Wärme der unterirdischen und oberirdischen Theile der Pflanze. Sobald

im Frühjahr die Luftwärme höher ist als die des Bodens, beginnt die Entwicklung der Vegetation, sobald die Bodenwärme im Herbst über die der Luft gestiegen, endigt die Vegetationsperiode.

Man kann diesen Satz (nach Prof. Cantoni) experimentell erweisen, indem man einen mit Wasser vollgesaugten Schwamm mit dem unteren Ende in ein Gefäss mit Erde steckt, während das obere Ende der Luft ausgesetzt bleibt. Wird nun die Erde stärker erwärmt, so sinkt das Wasser nach unten, wird die Luft wärmer, so erhebt sich die Flüssigkeit in den oberen Theil des Schwammes.

Die Bodenwärme ist bei uns etwa von April bis October tiefer, in der andern Jahreszeit höher als die Luftwärme. Dadurch stellt sich die Vegetationsperiode im Ganzen fest. Ausnahmen davon sind freilich vorhanden und auch begründet. Im Winter kehrt sich an warmen Tagen das Verhältniss um, so dass die Vegetation vorschreiten kann. Daher werden die Knospen der Bäume auch im Winter grösser.

Solche Umstände, welche im Sommer eine zu grosse Steigerung der Bodenwärme bedingen, wirken hemmend auf das Pflanzenleben. Derartig wirken Nacktheit des Bodens, Mangel an Feuchtigkeit im Untergrunde u. s. w. Günstig wirken dagegen Regen und Bewässerung, welche nebst der Befeuchtung auch Abkühlung des Bodens im Gefolge haben.

Die Verschiedenheit in der Differenz zwischen Boden- und Luftwärme kann auf die verschiedenen Phasen des Pflanzenlebens verschieden fördernd wirken. Eine grössere Differenz wirkt mehr auf Laubbildung, eine geringere bei absolut höherer Temperatur begünstigt die Bildung von Stärke und Zucker, also die der Frucht. Es ist hierbei jedoch nicht ausser Acht zu lassen, dass der absoluten Höhe der Temperatur ein wesentlicher Einfluss dabei zukommt. Ist z. B. die Wärme des Bodens zu gering, so kann die Wurzel nicht hinreichende Feuchtigkeit aufnehmen, wogegen die gesteigerte Luftwärme eine beträchtliche Verdampfung an der Blattfläche veranlasst und demzufolge ein Welken der Pflanze eintreten kann. Auf die einzelnen Phasen des Pflanzenlebens wirkt übrigens die Wärme in verschiedener Weise, was wir nun näher betrachten wollen.

Keimen der Samen.

Das Keimen der Samen wird durch endosmotisches Eindringen von Wasser eingeleitet. Wärme befördert die Endosmose, mithin das Keimen, Wärme ist ferner zur Vollendung der chemischen Vorgänge beim Keimen nöthig. Kann der Same Wasser aufnehmen, ohne dass die Wärme zur Vollendung der chemischen Processe hinreicht, so tritt Fäulniss ein. Aber

auch eine zu hohe Temperatur verhindert natürlich den Keimprocess. Die Temperaturgrenzen, zwischen welchen sich die Keime entwickeln können, sind für einzelne Pflanzen folgende:

	Minimum der Keimungstemperatur	Maximum der Keimungstemperatur
Weizen	3—4⁰	32⁰
Erbsen	—	31⁰
Gerste	3—4⁰	32⁰
Pferdebohnen	4·8⁰	32⁰
Sonnenblumen	5·8⁰	32⁰
Bohnen	7·8⁰	35⁰
Kresse	3—4⁰	37⁰
Kürbis	10·5⁰	37⁰
Mais	7·1⁰	37⁰

Um die Summe der Wärme zu finden, welche die Keimung erfordert, hat Haberlandt eine Anzahl Samen in Töpfen bei einer völlig gleichgehaltenen Temperatur keimen lassen. Es ergab sich dabei, dass die Keimung in soviel Tagen erfolgte, als die folgende Tabelle angibt.

Die Keimung erfolgte bei den Temperaturen:

	3·76⁰	8·36⁰	12·49⁰	14·8⁰
bei Weizen	in 6 Tagen	3 Tagen	2 Tagen	1¾ Tagen
„ Erbsen	„ 5	„ 3	„ 1¾	„ 1¾ „
„ Stoppelrüben	„ 8	„ 4	„ 2	„ 1¾ „
„ Lein	„ 8	„ 4½	„ 2	„ 2 „
„ Tabak	„ —	„ 31	„ 9	„ 6¼ „

Aus diesen Versuchen ergibt sich:

		3·76⁰	8·36⁰	12·49⁰	14·8⁰
bei der Keimtemperatur		3·76⁰	8·36⁰	12·49⁰	14·8⁰
bei Weizen	die Wärmesumme	22·56	25·08	24·98	25·82
„ Erbsen	„ „	18·80	25·08	21·86	21·86
„ Stoppelrüben	„ „	30·08	33·44	24·98	25·82
„ Lein	„ „	30·08	37·52	24·98	29·60
„ Tabak	„ „	—	259·16	112·41	88·00

Es lässt sich hieraus zwar kein absolutes Resultat ableiten, zumal auch die erste Periode des Keimens, das Aufweichen, nicht in Rechnung gezogen worden und das erste Hervortreten des Keimes nicht immer leicht zu beobachten ist, doch ergibt sich schon die Folgerung, dass bei vielen Pflanzen in höheren Temperaturen keine so grosse Wärmemenge verbraucht wird, um den Keim zu entwickeln, und dass in höheren Temperaturen (bis zu einer gewissen Grenze natürlich) die Keimprocesse lebhafter von Statten gehen. Es ist das insofern wichtig, als der Verlauf der Keimung auf das Gedeihen der Pflanze einen wesentlichen Einfluss hat. Ein Same, dessen Keimung gestört wurde und daher langsam verlief, liefert keine kräftige Pflanze.

Beginn der Vegetation.

Da die Winterruhe der Pflanzen durch das Sinken der Temperatur unter den Gefrierpunkt bedingt ist, wird auch das Erwachen aus derselben von dem Steigen der Wärme abhängig sein müssen. Sobald die Bodenwärme + 3 bis 4° erreicht hat, kann der Saft in die Wurzeln eindringen. Folgende kleine Beobachtungsreihe an einer Weizenpflanze lässt dies erkennen.

Zeit	Temperatur der vorhergehenden Nacht	Temperatur Maximum am Tage	Bodentemperatur in ½ Fuss Tiefe zwischen 10 und 11 Uhr Morgens	Wachsthum gegen Abend in Linien
25	Frost	+ 7·5°	1·0°	0
26	Frost	9·5	1·5	0
27	frostfrei	11·0	3·7	4
28	frostfrei	11·8	5·0	7

Das erste Anzeigen vom Beginn der Vegetationsperiode ist das Schwellen der Knospen. Je näher sie am Boden sind, um so eher werden sie durch den aufsteigenden Saft erreicht, um so eher entwickeln sie sich. Völlig unterbrochen ist übrigens das Pflanzenleben im Winter nicht, da ja die Knospen, wie bereits erwähnt, auch schon während des Winters dicker werden, und ein Baum im Herbste gepflanzt eher treibt als ein anderer, der zu Ende des Winters gepflanzt ist.

Trotzdem nimmt man die Wärmesumme, welche man für die Entwicklung der Pflanzen als wirksam annehmen zu können glaubt, von dem Zeitpunkte des Aufhörens der Fröste. Vom ersten frostfreien Tage zählt Quetelet alle Temperaturen über 0° als positiv, alle unter 0° als negativ und erhält so eine Wärmesumme, welche nach seiner Ansicht der Entwicklung der Pflanzen proportional sein soll.

Hierbei ist nur zu bedenken, dass eine grosse Anzahl von Pflanzen erst bei Temperaturen über 6 bis 8° ins Treiben kommt. Man müsste also nur die Wärmegrade über diesen Graden als wirksam ansehen. Ebenso können manche Pflanzen unter dem Gefrierpunkt noch gedeihen, wenigstens werden viele durch diese Kälte nur aufgehalten in ihrer Entwicklung, nicht aber zurückgesetzt, wie es nach obigem Verfahren angenommen ist.

Hundeshagen zählt daher auch alle Temperaturen vom letzten Laubfall im Herbste an. Die von ihm in Rechnung gebrachten Wärmegrade sind aber so gering, dass sie unbeachtet bleiben können, zumal sie ja auch auf die Vegetation eine sehr geringe Wirkung äussern, weniger als die Wärme an einigen schönen Frühlingstagen.

In manchen Fällen hat man gefunden, dass wirklich die Wirkung der Wärme proportional der beobachteten Wärmesumme ist. Wo keine

so grosse Uebereinstimmung stattfand, führte die Hypothese, dass diese Wirkung proportional der Summe der quadrirten Temperaturen sei, oft zu genaueren Ergebnissen, wie folgende Uebersichten lehren:

Der spanische Flieder blühte		Er sollte blühen nach der Summe der	
im Jahre	am	einfachen Temperaturen	quadrirten Temperaturen
1839	10. Mai	10·5 Mai	9·3 Mai
1840	28. April	4·0 „	2·2 „
1841	24. „	23·3 April	23·0 April
1842	28. „	22·5 „	27·3 „
1843	20. „	19·5 „	19·7 „
1844	25. „	22·0 „	23·5 „
Im Mittel	27·5 April	27·0 April	27·5 April

Fruchtreife, verglichen mit den beobachteten Wärmesummen						
Pflanzenarten		1841	1842	1843	1844	Mittel
Fragaria vesca	beobachtet	24. Mai	1. Juni	15. Juni	5. Juni	3. Juni
	a) 12000	24. „	4. „	7. „	9. „	3. „
	b) 1022	28. „	1. „	4. „	7. „	2. „
Ribes rubrum	beobachtet	9. Juni	12. „	15. „	9. „	11. „
	a) 14400	29. Mai	11. „	17. „	18. „	11. „
	b) 1170	5. Juni	10. „	14. „	15. „	11. „
Ribes grossularia	beobachtet	22. „	20. „	25. „	22. „	22. „
	a) 17500	12. „	20. „	1. Juli	27. „	22. „
	b) 1370	20. „	20. „	27. Juni	7. „	23. „
Amygdalus persica	beobachtet	15. August	11. „	21. August	24. Aug.	18. Aug.
	a) 33000	15. „	9. „	20. „	29. „	18. „
	b) 2267	17. „	11. „	19. „	23. „	17. „

a) Bedeutet die Summe der Wärmequadrate.
b) Bedeutet die Summe der einfachen Wärme.

Wenn auch in den Mitteln bei den angeführten Beobachtungen eine ziemliche Uebereinstimmung sich zeigt, so sind doch die Abweichungen der einzelnen Beobachtungen schon ziemlich beträchtlich und bei vielen andern Beobachtungen zeigte sich eine solche Uebereinstimmung nicht.

Dies wird besonders noch durch die Vergleichung einiger Culturpflanzen klar, welche wir im Folgenden meist nach Boussingault geben. In der Uebereinstimmung der Wärmesummen bei den Cerealien liegt die Wahrscheinlichkeit einer Annäherung an das Naturgesetz, was bei den die Kartoffel betreffenden Zahlen nicht erreicht ist.

Nutzpflanzen und Gegenden	Vegetationstage	Mittlere Temperatur	Produkt (Wärmesumme)
Winterweizen *)			
Elsass	137	12·0	1644
Paris	160	10·7	1712
Kingston (Nordamerika)	122	13·8	1614
Alais (Frankreich)	146	11·5	1679
Mühlhausen (Thüringen)	176	8·9	1566
Sommerweizen **)			
Elsass	131	12·6	1651
Kingston	106	16·0	1696
Quinchuqui (Aequator)	181	11·2	2027
Sommergerste			
Elsass	92	15·2	1398
Mühlhausen (Thüringen)	114	12·4	1413
Egypten	90	16·8	1512
Kingston	92	15·2	1398
Cumbal (Aequator, hochgelegen)	168	8·6	1445
Santa Fé	122	11·7	1427
Mais			
Elsass	122	16·0	1952
„	153	13·4	2050
Alais	135	18·2	2457
Südamerika	92	22·0	2024
„ hochgelegen	137	17·2	2356
Kartoffeln			
Elsass	183	14·6	2672
Alais	153	16·9	2586
Mühlhausen	133	12·4	1649
Antisana (Aequator)	276	8·8	2429
Cambugan (daselbst, höher gelegen)	330	7·6	2508
Pusuqui (ebenso)	200	12·4	2480
Kopenhagen (1836 nach Schleiden)	124	13·0	1612
1842 „ „	166	11·7	1942

Das Gesetz über die Proportionalität des Wachsthums mit der Wärmesumme wird nun schon wegen des Einflusses des Lichtes, der Feuchtigkeit, der Bodenwärme und der Bodenbestandtheile Störungen erleiden. Sodann aber ist die Wärme, welche die Pflanzen empfangen, sicher eine ganz andere Grösse, als diejenige, welche die im Schatten angestellten Beobachtungen für die Luftwärme ergeben. Endlich aber findet man bei verschiedenen Pflanzen, dass es nicht hinreicht, dass sie im Laufe des Jahres eine bestimmte Wärme empfangen, indem es ausserdem nöthig ist, dass die Wärme in einer gewissen Zeit auch eine bestimmte Höhe erreicht.

Darin liegt u. a. der verschiedene Einfluss des oceanischen und continentalen Klima auf die Vegetation. London und Wien liegen sehr nahe der Isotherme von 8⁰ und doch kann man in England keinen geniessbaren Wein erzeugen, da dort der Juli nur eine mittlere Wärme

*) Die Herbstvegetation ist nicht mitgerechnet.
**) Die Aussaat ist als Anfang genommen.

von 14·2⁰ hat, während derselbe Monat in Wien 17·2⁰ im Mittel zeigt. Ausser der Wärmesumme hat man also jedenfalls noch in's Auge zu fassen, dass gewisse Temperaturen durch das Mittel in ganz bestimmten Zeitabschnitten (z. B. Monaten) erreicht werden müssen, wenn die Entwicklung der Pflanze den normalen Verlauf nehmen soll.

Gerste bedarf einer drei Monate dauernden Wärme von $6·8^0$ zur Reife. Sie lässt sich deshalb weit nach Norden hin noch bauen, dagegen weniger hoch im Gebirge unserer Breiten, da hier die Wärme im Sommer wohl höher steigt, jedoch nicht so lange anhält.

Unsere Obstarten reifen bei $8-10^0$ Sommerwärme, der Wein bedarf deren $7-12^0$, Oliven 10·5, Orangen 13·5, Kaffee 14·5, Zuckerrohr 19^0.

Prof. Hoffmann in Giessen lässt sich durch den nothwendigen Eintritt einer gewissen Wärme soweit bestimmen, die Maxima der Wärme allein in Rechnung zu ziehen, um mit ihren Summen den Eintritt der verschiedenen Vegetationsperioden zu vergleichen. Er misst sogar die Maxima eines der Sonne ausgesetzten Thermometers, welches $4^1/_2$ Fuss hoch über einem Rasenplatze aufgehängt ist und erhält in vielen Fällen eine sehr überzeugende Uebereinstimmung der Zahlen. Als Ausgangspunkt für das Zählen der Temperaturen wählt Hoffmann den 1. Januar. Wenn wir auch bei den grossen Differenzen, welche in den Beobachtungen einzelner Gewächse erscheinen, dem Hoffmann'schen Gesetz noch nicht volle Geltung zusprechen können, so müssen wir doch einzelne seiner Resultate hier anführen, um zu weiteren Beobachtungen anzuregen, welche hier allein Gewissheit verschaffen können*).

Thermische Vegetationsconstanten ermittelt zu Giessen an identischen Exemplaren und einem der Sonne ausgesetzten Maximumthermometer.

Pflanzenarten	1866		1867		1868		1869	
	D.	WS.	D.	WS.	D.	WS.	D.	WS.
Aesculus Hippocastanum erste Blüthe	28. IV.	1306	7. V.	1307	4. V.	1290	25. IV.	1364
Amygdalus nana " "	17. IV.	1051	23. IV.	1046	21. IV.	1017	11. IV.	1025
Aster Amellus " "	14. VIII.	3855	14. VIII.	3898	27. VII.	3865	—	—
Crataegus Oxyacantha " "	1. V.	1355	9. V.	1339	5. V.	1313	24. IV.	1340
Prunus avium " "	15. IV.	1009	20. IV.	1002	22. IV.	1039	13. IV.	1059
Prunus spinosa " "	15. IV.	1009	21. IV.	1017	21. IV.	1017	10. IV.	960
Pyrus communis " "	22. IV.	1149	16. IV.	1105	28. IV.	1147	16. IV.	1142
Lonicera alpigena " "	23. IV.	1168	30. IV.	1159	30. IV.	1182	17. IV.	158
Mirabilis Jalapa " "	19. VII.	3300	23. VII.	3302	12. VII.	3311	—	—

D = Datum der Vegetationsphase, WS. die vom 1. Januar bis zu diesem Tage aufgelaufene Summe der Wärme-Maxima in Réaumur'schen Graden.

*) Im V. Bande, pag. 368 der österr. Zeitschr. f. Met. gibt Hoffmann weitere derartige Beispiele.

Wärmebedürfniss der einzelnen Entwicklungsperioden.

Die verschiedenen Perioden im Pflanzenleben verlangen einen sehr verschiedenen Wärmegrad. Wenn auch hier dieselbe Unbestimmtheit herrscht, wie bei der Bestimmung der Gesammtwärmesumme, so erhält man doch durch die Wärmesummen ein ungefähres Bild über das Wärmebedürfniss in den verschiedenen Perioden des Pflanzenwachsthums. Wir wollen daher nach Göppert eine kleine Tabelle beifügen, welche für einige Gewächse das Wärmebedürfniss in den einzelnen Phasen der Entwicklung gibt.

Pflanzenarten	Vom Aufhören der Fröste am 1. März bis zum Ausschlag			Vom Ausschlag bis zur Blüthe			Vom Blühen bis zur Fruchtreife			Von der Fruchtreife bis zum Blattfalle		
	Tage	Mittlere Wärme der Tage	Produkt = Wärmebedürfniss	Tage	Mittlere Wärme der Tage	Produkt = Wärmebedürfniss	Tage	Mittlere Wärme der Tage	Produkt = Wärmebedürfniss	Tage	Mittlere Wärme der Tage	Produkt = Wärmebedürfniss
Pflaume	57	+5·22	297·5	6	+3·83	23·0	119	+11·30	1344·2	63	+9·16	577·1
Sauerkirsche	53	5·02	266·1	10	4·82	48·2	63	9·99	629·4	119	12·15	1445·8
Apfel	53	5·02	266·1	10	4·82	48·2	103	11·23	1156·7	71	10·50	745·5
Quitte	57	5·22	297·5	42	7·75	325·5	115	12·82	1474·3	40	4·60	184·0
Stachelbeere	28	—0·27	—	20	6·68	133·6	78	8·92	695·8	119	12·15	1445·8
Johannisbeere	28	—0·27	—	24	6·79	163·0	66	8·59	566·9	136	11·91	1619·8
Himbeere	47	+3·87	181·9	42	7·78	326·8	27	13·58	353·2	128	11·39	1457·9
Rosskastanie	47	3·87	181·9	28	6·95	194·6	123	11·56	1422·0	47	7·91	371·8
Wallnuss	61	5·04	307·4	70	7·17	501·9	127	11·63	1477·0	29	8·62	250·0
Weinstock	64	4·97	318·1	55	9·54	524·7	79	15·49	1219·8	32	8·62	275·8
Sommerlinde	56	5·22	297 5	70	9·16	641·2	55	13·81	759·5	55	9·84	541·2

Die erste Periode ist hierbei die am wenigsten gut bestimmbare. Die Entwicklung der Pflanze beginnt gewiss schon vor dem Aufhören der Fröste. Sie beginnt schon im Winter, um so eher, je tiefer die Wurzeln gehen. Das Ausschlagen muss bei höheren Individuen später erfolgen als bei niederen, es wird in geschützter sonniger Lage eher erfolgen als im Freien. Merkwürdig ist das verschiedene Verhältniss der Zahlen der 2. und 3. Periode, welche zuverlässiger sind. Auch gegen die letzteren kann man einwenden, dass sie nicht ganz ein Bild der Sachlage geben, da eine reife Frucht sehr verschiedenartig an Grösse, Zuckergehalt u s. f. sein kann. Gewiss ist nur, dass grosse Früchte mehr Wärme brauchen, und dass höhere Wärme grösseren Zuckergehalt erzeugt.

Ein Bild über das Wärmebedürfniss der Blüthenperiode finden wir in dem statistischen Nachweis über die Anzahl der blühenden Pflanzen eines jeden Monats, wie ihn Fritsch für Wien gibt. Derselbe fand, dass von 1093 Pflanzenarten blühen in Wien im:

Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October
1	56	181	418	295	116	22	3	1

Einfluss der geographischen Lage und der Seehöhe (mittelst ihrer Temperaturverhältnisse) auf die Entwicklungsperioden.

Die Abnahme der Wärme mit der Entfernung vom Aequator sowie mit der Erhebung über der Meeresfläche äussert sich bei einer und derselben Pflanze vorzugsweise in der Verspätung ihrer Entwicklung. Je weniger hoch die Wärme an den einzelnen Tagen steigt, um so mehr Tage werden zur Vollendung der Vegetationsphasen nöthig sein. Die Mannigfaltigkeit der hierbei geltenden Einflüsse macht, dass man hier nicht von vornherein ein Gesetz feststellen kann.

Auch hierbei ist nicht nur der Verlauf der Jahres-Isothermen massgebend, sondern auch die Vertheilung der Wärme auf die Jahreszeiten.

Mittel-Schweden hat durchschnittlich die Ernte der Gerste 10 Tage früher als England, indem daselbst der Juli 17⁰ Wärme hat, während das Mittel dieses Monats in England nur 16⁰ beträgt.

Wenn man sagt, auf einen Grad geogr. Breite nach Norden verspäte sich die Vegetation um 4 Tage, so ist das eine Mittelzahl, von welcher zahlreiche Abweichungen vorkommen, wie sie der Schutz der Gebirge u. a. Einflüsse bedingen.

Ebenso lässt sich auch die durch zunehmende Seehöhe verzögerte Entwicklung nicht mit allgemein gültigen Zahlen bestimmen. Ja es kann durch besondere Umstände veranlasst werden, dass höher gelegene Orte in ihrer Entwicklung voraus sind. Beispiele hierzu findet man in den Beobachtungen, welche Wessely*) in beifolgender Tabelle mittheilt:

Entwicklung der Vegetation in verschiedenen Seehöhen.

Pflanzenarten	Ort der Beobachtung, Seehöhe in W. Fuss								
	Inzell 2220	Fall 2260	Lienz 2380	Oez 2410	Kizbichl 2410	Krun 2620	Brunn-eken 2640	Embach 2870	Wink-lern 2910
Belaubung									
Rothbuche	7. Mai	—	9. Mai	6. Mai	3. Mai	13. Mai	11. Mai	—	—
Esche	—	—	11. „	—	4. „	—	11. „	15. Mai	—
Wallnuss	—	—	18. „	17. Mai	—	—	—	—	20. Mai

*) Die österreichischen Alpenländer und ihre Forste.

Pflanzenarten	Ort der Beobachtung, Seehöhe in W. Fuss								
	Inzell 2220	Fall 2260	Lienz 2380	Oez 2410	Kizbichl 2410	Krun 2620	Brunnelsen 2640	Embach 2870	Winklern 2910
Blüthebildung									
Wohlriech. Veilchen	3. April	11. April	10. April	8. April	16. April	—	11. April	—	—
Kirsche	8. Mai	—	10. Mai	5 Mai	9. Mai	—	10. Mai	11. Mai	—
Erdbeere	—	—	9. „	10. „	—	—	10. „	—	13. Mai
Flieder	—	—	17. „	17. „	—	—	21. „	22. Mai	—
Roggen	10. Juni	—	14. Juni	10. Juni	—	—	15. Juni	—	17. Juni
Hollunder	14. „	15. Juni	16. „	18. „	—	21. Juni	—	—	24. „
Gerste	17. „	18. „	20. „	20. „	—	21. „	20. „	—	—
Fruchtreife									
Kirsche	—	18. Juli	14. Juli	16. Juli	—	—	20. Juli	—	—
Roggen	2. Aug.	—	2, Aug.	30. „	31. Juli	—	2. Aug.	4. Aug.	5. Aug.
Gerste	—	8. Aug.	3. „	1. Aug.	—	11. Aug.	—	9. „	—
Weizen	—	—	19. „	—	18. Aug.	28. „	—	24. „	—
Hafer	22. Aug.	25. Aug.	29. .	—	—	—	27. Aug.	—	—
Hollunder	—	—	18. Sept.	—	—	21. Sept.	22. Sept.	—	—
Mais	—	—	18. „	—	—	—	20. „	—	30. Sept.

Nach Berghaus verspätet sich in Sachsen bei einer Erhebung um 1050 W. F.

bei Weizen	die Blüthe um 22 Tage,	die Ernte um	22 Tage
„ Roggen	„ „ „ 13 „	„ „ „	22 „
„ Hafer	„ „ „ 20 „	„ „ „	14 „
„ Gerste	„ „ „ 22 „	„ „ „	22 „
„ Kartoffel	„ „ „ 23 „	„ „ „	5 „

Im Hochgebirge erfolgt die Verspätung stufenweise mit der Höhe, wie Wessely ebenfalls bewiesen. Nach ihm verfliessen in den Centralalpen zwischen Blüthe und Reife

Seehöhe	Kirsche	Winterroggen	Gerste
1500—2000	51 Tage	44 Tage	44 Tage
2000—3000	69 „	46 „	47 „
3000—4000	78 „	47 „	47 „
4000—5000	83 „	50 „	48 „
5000—6000	— „	56 „	51 „

Daher kommen die Bäume im Hochgebirge auch seltener zur Fruchtentwicklung. Die Fichte bringt nach Wessely Samen nur einmal genügend zur Reife in den Centralalpen innerhalb folgender Zeiträume:

in 1000′	Höhe	innerhalb	3	Jahren
„ 2000	„	„	4	„
„ 3000	„	„	6	„
„ 4000	„	„	8	„
„ 4500	„	„	11	„

in den Südalpen

in 4000′	Höhe	innerhalb	5	Jahren
„ 4500	„	„	6	„
„ 5000	„	„	7	„
„ 5500	„	„	8	„
„ 6000	„	„	11	„

Wessely nimmt als mittleren Unterschied im Eintritt der Vegetationsphasen für 200 Meter = 632′ Erhebung etwa 6 Tage an. Nach Hann nimmt bei 698′ Erhebung die Wärme um 1⁰ ab. Bei der Höhenzunahme würde also eine Wärmeabnahme von 1⁰ das Zurückbleiben der Vegetation um $6^2/_3$ Tage bedingen.

Nach der Tabelle auf Seite 61 würde in unseren Breiten die Abnahme der Wärme um 1⁰ R. der Entfernung von 1·5 Breitengraden gleich kommen. Bei der Erhebung im Gebirge sowie bei der Entfernung vom Aequator entspricht also so ziemlich die Abnahme der Wärme dem Zurückbleiben der Vegetation.

Die Beobachtungen von Fritsch*) lehren, dass die Blüthezeit bei krautartigen Pflanzen mit der Zunahme der geographischen Breite um 1⁰ um 2·9 Tage, die der Bäume um 3·8 Tage später falle, eine Zunahme der Länge um 1⁰ zieht nur eine Verspätung von 0·4 Tag nach sich. Bei der Erhebung im Gebirge von 100 Toisen = 616′ W. beträgt die Verspätung der Blüthe bei Kräutern 4·6, bei Holzpflanzen 6·1 Tage.

Wirkung der Temperaturextreme.

Frost und Hitze sind im Allgemeinen dem organischen Leben feindlich; in sehr verschiedenem Grade findet diess indessen bei verschiedenen Pflanzen und bei denselben in verschiedenen Vegetationsperioden statt. Auch ist es hierbei nicht gleichgiltig, ob die Wirkung der Wärme mehr oder weniger von Feuchtigkeit begleitet ist.

Erstaunlich ist es, wie verschiedenartige Temperaturen die Pflanzen ertragen können. Auf Manilla in Indien wächst der Keuschbaum (Vitex agnus castus) im Wasser eines Baches bei 48⁰ Wärme, und doch erträgt derselbe Baum bei uns noch 12—16⁰ Kälte. Algen und einzelne Gräser

*) Denkschriften der k. Akademie. Wien 1867.

ertragen in heissen Quellen + 68° und in dem auf 48° erhitzten Sande am Senegal gedeihen noch Pflanzen. Protococcus nivalis gedeiht selbst auf dem Schnee.

Im Allgemeinen sind aber die Pflanzen an bestimmte Temperaturgrade gebunden. Die Pflanzen des Nordens und der Alpen gehen nach einigen Jahren zu Grunde, wenn sie in südlichere oder tiefer gelegene Orte verpflanzt werden, wo ihnen die längere Winterruhe fehlt. Die Pflanzen wärmerer Klimate gedeihen in nördlicheren Gegenden entweder gar nicht oder nur unvollkommen. Während das Schneeglöckchen (Galanthus nivalis) selbst unter dem Schnee blüht, erfrieren Bohnen und Gurken schon bei 0°, Myrthen und Orangen bei —2° bis —4°, Cypressen und Feigen bei —7° bis —9°; Rosen können —18°, der Wein —21°, Eichen und Buchen —25°, Pfirsiche und Kastanien —30°, Pflaumen, Kirschen und Nussbäume —31°, Apfel- und Birnbäume —33° ertragen.

Schädliche Wirkung der Hitze.

Zu grosse Wärme schadet vorzugsweise den Pflanzen durch das damit verbundene Austrocknen. Bei Mangel an Feuchtigkeit welken die Pflanzen in der Hitze alsbald und können in Folge dessen zu Grunde gehen. Hierbei ist weniger eine hohe Temperatur der Luft von nachtheiligem Einfluss, als das directe Auffallen von Wärmestrahlen. Besonders nachtheilig ist die Steigerung der Wärme durch eine Reflexion von hellen Wänden, sowie selbst von höheren Stämmen mit heller Rinde.

Schädliche Wirkung des Frostes.

Das Erfrieren der Pflanzen kann sich auf die ganze Pflanze erstrecken oder auch nur einzelne Theile derselben betreffen. Welcher Art hierbei die Wirkung der Kälte ist, lässt sich noch nicht mit Bestimmtheit sagen. Die frühere Annahme, dass die Zellenwände durch die Ausdehnung des gefrierenden Saftes gesprengt würden, ist in den meisten Fällen unrichtig; denn verschiedene Pflanzen erfrieren schon, ehe die Temperatur auf den Gefrierpunkt fällt (Ocymum basilicum bei + 5°), und andererseits halten die meisten Pflanzen bedeutende Kältegrade aus, ohne abzusterben. Die Zellwände haben hinreichende Dehnbarkeit, um jene Ausdehnung zu ertragen. Es scheint vielmehr in den Säften durch die niedere Temperatur bei einigen Arten schon über, bei anderen erst unter dem Gefrierpunkte, eine chemische Veränderung vorzugehen, welche nach dem Aufthauen eine Zersetzung herbeiführt, sowie z. B. auch bei gefrornem Stärkekleister und bei Eiweisslösung nach dem Aufthauen das Wasser von der organischen Substanz getrennt erscheint.

Ein plötzlicher Temperaturwechsel wirkt besonders nachtheilig auf die Pflanzen. Es ist auch meistens gar nicht das Gefrieren der Pflanze, welches sie tödtet, sondern die nach dem Froste plötzlich eintretende Wärme, besonders das directe Sonnenlicht, so dass man durch Bedecken der gefrornen Pflanzen oder durch Begiessen derselben mit kaltem Wasser das Erfrieren verhindern kann. Ein Frost bei bedecktem Himmel schadet weniger als bei hellem Wetter, wo die gefrornen Pflanzentheile nach Sonnenaufgang rascher Erwärmung ausgesetzt sind.

Da es dieselben Bedingungen sind, welche das Erfrieren der Pflanzen veranlassen und die wir zugleich als günstig für die Bildung von Reif kennen, so fällt das Erfrieren der Pflanzen häufig mit Reifbildung zusammen und man schreibt dem „Verbrennen durch den Reif“ eine Wirkung zu, welche nicht diesem zuzuschreiben ist.

Vorzugsweise sind ausgesetzt die Pflanzen in Thälern und Mulden, und zwar desto mehr, je feuchter diese sind; denn der über ihnen ausgebreitete Nebel, der oft eintritt, nachdem schon die starke Erkaltung stattgefunden, dann aber lange liegen bleibt, hindert das langsame Aufthauen und geht erst weg, wenn die Sonne schon hoch steht und, plötzlich den Nebel durchbrechend, eine mächtige Bestrahlung ausübt, während auf den Höhen der Nebel entweder gar nicht eintrat oder doch so bald verschwand, dass die Erwärmung ganz langsam mit steigender Sonne stattfand. Häufig werden Culturpflanzen dadurch dem Froste ausgesetzt, dass sie durch umgebende höhere (jedoch nicht überhängende oder schirmende) Gewächse vor Luftzug geschützt sind; dieser Mangel an Luftwechsel befördert nämlich die Ausstrahlung und hindert das Beiströmen wärmerer Luft. Ein Wind, selbst ein kalter Wind, bringt selten Frostschaden hervor. Da die Pflanzen mit rauher oder dunkler Blattfläche die Wärme leichter ausstrahlen, können sie auch unter die Temperatur der Luft erkalten. Sie bedecken sich daher früher mit Reif und erfrieren leichter. Der Farbenunterschied erklärt auch die auffallende Thatsache, dass bei einer Pflanze die älteren Blätter erfrieren können, während die jungen Blätter verschont bleiben.

Unterirdische Pflanzentheile erfrieren seltener, da sie nicht der raschen Erwärmung ausgesetzt sind. Nur in besonders feuchtem Boden tritt hier das Erfrieren ein.

Es ist überhaupt ein Erfrieren bei sehr saftigen und bei jungen Pflanzen am leichtesten, sowie dann, wenn die Pflanze in der Periode des grössten Saftzuflusses ist. Wenn eine Pflanze wenig Saft enthält, wie im Winter, so erfriert sie auch weniger leicht. Daher können die Holzpflanzen im Winter sehr hohe Kältegrade aushalten, während im Frühjahr und Herbst eine viel geringere Kälte sie entweder ganz tödtet

oder doch an den jungen Trieben und Blättern wesentlich beschädigt. Bei Pflanzen warmer Klimate werden daher im Herbst die Spitzen der jungen Triebe am ehesten beschädigt, welche noch nicht völlig verholzen konnten, während die schon holzigen Theile derselben unversehrt bleiben. Am schädlichsten sind deshalb auch die Spätfröste, welche die Pflanzen, bei beginnender Entwicklung der Blätter und vorzüglich zur Blüthezeit treffen, während dieselben gar nicht leiden, wenn noch die Knospen völlig geschlossen sind. Daraus erklärt sich, dass kältere (höhere und nördlichere) Orte günstiger für die Entwicklung einer Pflanze sein können als wärmere, indem an ersteren die Entwicklung der Pflanze gehemmt ist, und erst nach der Zeit der Spätfröste die Blüthezeit eintritt. Das Umgeben eines Obstbaumes mit Schnee oder auch mit Laub im Frühjahr kann die Entwicklung so weit hemmen, dass die Blüthe erst nach der Zeit der Fröste sich entwickelt. Im Hochgebirg leiden die Pflanzen öfter von Frühfrösten, welche sich nach dem kurzen Sommer zeitiger einstellen als die Vegetationsperiode abgeschlossen ist. Auch auf Hochebenen beobachtet man öfter schädliche Fröste als in Tiefebenen. Da auf ersteren die Temperaturextreme grösser sind, entwickeln sich die Pflanzen bei Tag rascher und erkalten Nachts stärker.

Sowie eine Pflanze die grössten Kältegrade im Zustande der Winterruhe ertragen kann, so können auch die Samen in trockenem Zustande die grössten Kältegrade ertragen. Selbst die Samen tropischer Gewächse behielten, nachdem sie einer Kälte von —38° bis —40° ausgesetzt waren, ihre Keimkraft. Eingeweichte Samen dagegen erfrieren meist schon nahe unter dem Gefrierpunkt.

Sehr junge Pflänzchen können auch, ohne direct vom Frost beschädigt zu werden, dadurch zu Grunde gehen, dass sie ausfrieren. Ein plötzlicher Frost nämlich, welcher den Boden von oben erhärtet, zieht die eingefrornen Pflänzchen in die Höhe und beim Aufthauen entblössen sich die oberen Würzelchen und das Pflänzchen verliert den Halt im Boden. Durch Wiederholung des Ausfrierens werden die Pflänzchen völlig aus dem Boden herausgezogen. Uebrigens ist nicht alles „Auswintern“ ein „Ausfrieren“; die Fehlstellen auf Feldern und Wiesen nach dem Aufthauen des Schnee's sind oft Wirkungen eines Pilzes, der sich bei ungefrornem Boden auf den Pflanzen unter dem Schnee entwickelt.

Einfluss der Wärme auf die Vertheilung der Gewächse über die Erde.

Bei der Vertheilung der Pflanzen auf der Erdoberfläche lassen sich wieder die beiden Verhältnisse ins Auge fassen: die Entfernung vom Aequator und die Erhebung vom Niveau des Meeres. Wie bei der Wirkung auf die Entwicklung der einzelnen Pflanze, so sehen wir auch hier den Einfluss einer Erhebung um 400′ etwa dem Einfluss von 1° nördlicher

Breite gleichkommen. Wir durchwandern daher beim Besteigen eines tropischen Berges alle die Zonen, welche wir bei einer Reise vom Aequator nach dem Pole antreffen würden.

Meyen unterscheidet 8 verschiedene Vegetationszonen auf beiden Seiten des Aequators, deren jede einer Region der tropischen Gebirge entspricht.

1. Aequatoriale Vegetationszone zwischen 15⁰ nördlicher und südlicher Breite, entsprechend der untersten Region eines Gebirges unter den Tropen bis 1900′ Par. Seehöhe. Region der Palmen und Bananen. Mittlere Jahreswärme 21·3—18·4⁰.

2. Tropische Vegetationszone von 15—23⁰ nördlicher und südlicher Breite, sowie von 1900′—3800′ Seehöhe. Region der Feigen und baumartigen Farne, auch baumartiger Gräser und Palmen. Wärme 18·4—16·8⁰.

3. Subtropische Vegetationszone von 23—34⁰ der Breite, und von 3800—5700′ Höhe. Region der Myrten und Lorbeeren, nebst Palmen, Lianen, Cacteen und baumartigen Gräsern; in Afrika: Eriken, Mesembryanthemen, Pelargonien und Cycadeen; in Australien: Proteen, Cycadeen, Casuarineen und Eucalyptuswälder. Wärme 16·8⁰—13·6⁰.

4. Wärmere gemässigte Vegetationszone von 34—45⁰ Breite und von 5700—7600′ Höhe. Region der immergrünen Laubhölzer nebst Reben, Rosen, schönblühenden Sträuchern; Wiesen noch selten. Im Süden: Nadelhölzer, strauch- und baumartige Gräser und Farne. Wärme 13·6 bis 11·2⁰.

5. Kältere gemässigte Vegetationszone von 45—58⁰ der Breite und von 7600—9500′ Höhe. Region der blattwechselnden Laubhölzer, besonders Buchen und Eichen; Nadelhölzer, Wiesen. Nur auf der südlichen Halbkugel immergrüne Laubwälder. Wärme 11·2—8·8⁰.

6. Subarktische Vegetationszone von 58—66⁰ der Breite, sowie von 9500—11400′ Höhe. Region der Nadelhölzer, nebst Birken und Weiden. Wärme 8·8—5·6⁰.

7. Arktische Vegetationszone von 66—72⁰ der Breite und von 11400—13300′ Höhe. Region der Alpensträucher. Als Baum nur noch die Birke. Wärme 5·6—3·2⁰.

8. Polare Vegetationszone von 72—90⁰ der Breite und von 13300—15100′ Höhe. Region der Alpenkräuter. Wärme 3·2—0⁰ und weniger.

Diese Zonen werden selbstverständlich durch die übrigen klimatischen Einflüsse vielfach verschoben, die Lage der Isothermen und Isotheren hat auf ihre Begrenzung besonderen Einfluss.

Als Hauptgesetze für die Vertheilung der Pflanzen lassen sich dabei folgende Sätze aufstellen:

1. Die wärmeren Zonen erzeugen eine grössere Anzahl verschiedener Arten von Phanerogamen als die kälteren. Auf Spitzbergen findet man nur 220 Arten, in Deutschland über 5000.

2. Die Kryptogamen (mit Ausnahme der Farne) nehmen an Artenzahl nach den Polen hin zu. Unter 100 Pflanzenarten sind am Aequator 4, in Frankreich 48, in England 54 Kryptogamen.

3. Die vollkommeneren Gewächse nehmen gegen den Aequator hin an Artenzahl zu, man trifft dort mehr Dikotyledonen, mehr Holzgewächse etc. Nur einzelne Familien der höher organisirten Gewächse haben in der gemässigten Zone ihre höchste Entwicklung, wie die Ranunculaceen, Rosaceen, Cruciferen, Umbelliferen, Labiaten und Compositen.

4. Die Zahl der Individuen einer Art nimmt nach den Polen hin zu. Gesellig lebende, Rasen bildende Pflanzen sind in den kälteren Zonen häufiger; die Wälder der Tropenzone sind reicher an Arten als an Individuen.

5. In den wärmeren Zonen zeigen die Blüthen lebhaftere und mannigfaltigere Farben als in den kälteren Zonen.

6. Nieder organisirte Pflanzen zeigen allgemeinere Verbreitung, so Moose, Flechten, Algen und Gräser.

Wir haben bereits erwähnt, dass auch frühere geologische Verhältnisse bedeutenden Einfluss auf die Vertheilung der Organismen haben. Diess erklärt das ähnliche Vorkommen von Alpenpflanzen in den Pyrenäen, den Alpen, dem Kaukasus und selbst dem Himalaya, es erklärt die Aehnlichkeit der nordafrikanischen Flora mit der des südlichen Europa, mit der sie mehr Verwandtschaft hat, als mit der Flora im Süden der Sahara. Wir sehen daraus aber auch, dass die angeführte mathematische Vertheilung der Pflanzenzonen unzureichend ist, ein klares Bild der Flora einer Gegend zu liefern. Man theilt, um diess zu erreichen, die Erdoberfläche in eine Anzahl botanischer Reiche, deren jedes durch das Vorherrschen bestimmter Pflanzenformen charakterisirt ist. Da uns das weitere Eindringen in diese Verhältnisse indessen zu tief in das Gebiet der Pflanzengeographie führen würde und wir noch später darauf zurückkommen, müssen wir hier davon abbrechen.

Wir heben nur noch einmal hervor, dass für die Zwecke der Pflanzenproduction neben den mittleren Werthen der Wärme vorzugsweise noch Rücksicht genommen werden muss auf die Mittel der Jahreszeiten und Monate, sowie auf die Maxima und Minima der Temperatur.

Rückwirkung der Vegetation auf die Wärme.

Die Wirkung der Vegetation auf die Wärme besteht vorzugsweise in einer Abhaltung der Wärmestrahlen vom Boden und in der Verhin-

derung ihrer Ausstrahlung, sowie in der Abgabe von Wärme an die Luft durch selbstständige Strahlung, dann aber auch in einem gewissen Verbrauch von Wärme behufs Verdunstung der Feuchtigkeit von der Oberfläche der Pflanzen.

Die Sonnenstrahlen werden durch die Baumkronen der Wälder gerade so abgehalten wie durch die Wolken. Am Tage kann daher im Walde die Temperatur nicht so hoch steigen, als auf dem offenen Feld und der Wiese, hier nicht so hoch als auf dem freien pflanzenleeren Erdboden. Im Frühjahr schmilzt der Schnee daher auch später im Walde als auf dem baumlosen Felde.

Nachts und im Winter werden durch die unteren Flächen der Baumkronen die Wärmestrahlen des Bodens theilweise wieder auf diesen reflectirt. Es kann daher in den Zeiten, wo die Ausstrahlung der Erdoberfläche die Bestrahlung übertrifft, der Waldboden nicht so sehr abkühlen. Wir sehen also eine Wirkung der Vegetation auf die Verminderung der Temperaturextreme. Freilich können wir uns mit diesem Satze nur auf wenige Beobachtungen stützen, da grössere vergleichende Beobachtungsreihen mit Instrumenten noch nicht in hinreichendem Masse ausgeführt wurden.

Becquerel fand an verschiedenen Stationen die mittlere Jahrestemperatur im Walde und 100 Meter daneben nahezu gleich, im Sommer dagegen war sie im Freien um 1⁰ höher, im Winter um 0·2⁰ niedriger. In der Entfernung von mehreren Kilometern fand er die Luft im Freien um 0·6⁰ höher als im Walde.

Es lässt sich daher auch noch durchaus nicht bestimmen, ob der Wald einen vermindernden Einfluss auf das Jahresmittel der Wärme ausübt, wie viele glauben. Freilich behauptet man, auf die Autorität römischer Schriftsteller gestützt, welche das Klima Deutschlands als sehr rauh schildern, dass Deutschlands Klima sich seit den Römerzeiten gemildert habe und schreibt diess dem Einflusse des Ausrodens der Wälder zu. Indessen den heutigen Italienern erscheint Deutschlands Klima auch heute noch als rauh und dann könnten damals kühle Sommer geherrscht haben, welche bei oberflächlicher Betrachtung das Klima kälter erscheinen liessen.

Die Wirkung der Vegetation auf die Wärme kann auch noch in der Weise stattfinden, dass die Pflanzen mehr Wärme binden und dadurch unwirksam für das Gefühl und das Thermometer machen. Schon die erhöhte Verdunstung von der Oberfläche der Pflanzen muss, wie erwähnt, Wärme bindend wirken, so dass von den Laubkronen des Waldes kühlere Luft zum Boden hinabsinkt und diesen erkältet, andererseits ist aber auch das Wachsthum der Pflanzen, der Verlauf der chemischen Processe in derselben verbunden mit einer Aufnahme von Wärme. Es ist also wohl möglich, dass der Einfluss der Vegetation auf

die Wärme eines Ortes grösser ist, doch müssen darüber noch eingehendere Beobachtungen angestellt werden.

Vorläufig hat man nur einzelne Daten in dieser Richtung. Man beobachtete, dass Wiesen und andere zusammenhängende Pflanzendecken kälter sind als der freie Boden daneben. Die Bildung von Thau und Reif, welche vorzugsweise durch die Pflanzen begünstigt wird, lässt eine erkältende Wirkung nicht verkennen, und das Herabfallen des kühlen Niederschlages wirkt wieder abkühlend auf den Boden. Andererseits kann auch der Wald auf rein mechanische Weise in gewissem Grade eine Gegend vor kalten Winden schützen, wie es ein Hügel ebenso zu thun vermag. Beträchtlich kann die begünstigte Strecke allerdings nicht sein, da die Höhe der Bäume selten über 100′ steigt.

C. Kreislauf des Wassers.

In Licht und Wärme sahen wir Kräfte in Bewegung, welche wir ohne Rücksicht auf den Stoff betrachteten, an dem sie sich zeigten. Im vorliegenden Kapitel haben wir es mit einem Stoff zu thun, der bewegt ist von den mannigfaltigsten Kräften, deren Betrachtung aber hier vorerst in den Hintergrund tritt.

Die atmosphärische Luft enthält neben den vorwiegenden Bestandtheilen, Sauerstoff und Stickstoff, welche in einem unabänderlichen Verhältniss zu einander stehen, noch wechselnde Mengen von Wasser, meist in Gestalt von Dampf.

Neben diesen Hauptbestandtheilen der Atmosphäre sind noch einige andere Stoffe in geringerer Menge vorhanden, wie Kohlensäure, Ammoniaksalze, Salpetersäure, Organismen, Staub u. s. f. Die Atmosphäre hatte nicht immer die gleiche Zusammensetzung. Alle Erfahrungen der Geologie sprechen dafür, dass in den früheren Erdperioden der Gehalt an einzelnen Bestandtheilen ein anderer war. Vorzugsweise waren es Wasserdampf und Kohlensäure, welche einen grösseren Procentgehalt ausmachten. Wir haben in der gegenwärtig uns umgebenden Atmosphäre nur den Rest der Atmosphäre einer Vorzeit, welche durch höhere Temperatur mehr Wassergas enthalten konnte und jetzt weniger davon enthält. Wir dürfen uns daher nicht vorstellen, dass aller atmosphärische Wasserdampf erst durch Verdampfung von der Erde in die Luft gelange.

Der Dampfgehalt der Luft wechselt in bedeutenden Grenzen. Wenn das Salz der Küchen feucht wird, wenn die Haare des Bartes und des Kopfes beim Spaziergang weich und geschmeidig und selbst nass werden, so zeigt das einen hohen Grad von Feuchtigkeit an. Dem entgegen zeigt ein andermal das rasche Trocknen der Wäsche, das Welken und Verdorren der Pflanzen geringen Dunstgehalt der Luft an.

Aber unter allen Umständen zeigt die Luft einen gewissen Grad von Wassergehalt; Schwefelsäure, Chlorkalcium und andere hygroskopische Körper nehmen selbst in anscheinend völlig trockener Luft an Gewicht zu und zerfliessen, indem sie die geringe Menge von Feuchtigkeit aus der Luft an sich ziehen. Der Wassergehalt der Luft wird fortwährend geändert durch das Verhalten des Wassers, bei jeder Temperatur, selbst tief unter dem Gefrierpunkte, in Dampf überzugehen. Da nun $^2/_3$ der Erdoberfläche mit Meerwasser bedeckt sind, ausserdem noch Flüsse und Sümpfe, endlich aber auch noch der feste Erdboden, so lange er noch Feuchtigkeit hat, sowie Thier- und Pflanzenstoffe, und ein jeder Verbrennungsprocess Wasserdampf in die Luft senden, begreifen wir, dass die Luft stets wechselnde Mengen enthalten wird von diesem Bestandtheile. Es ist auch klar, dass dieser Wasserdampf einen Theil des Druckes bedingen muss, mit welchem die Atmosphäre auf den Boden und auf das Barometer drückt, ebenso, dass dieser Einfluss bei dem Wechsel des Wassergehaltes sehr veränderlich sein muss.

Um den Kreislauf des Wassers gehörig beurtheilen zu können, wird es nöthig sein, vorerst die Wege ins Auge zu fassen, auf denen bald mehr bald weniger Dampf in die Atmosphäre gelangt — die Verdunstung; wir haben sodann den Zustand zu betrachten, in welchen die Luft dadurch versetzt wird, sowie endlich die Rückkehr eines Theiles des Wasserdampfes in fester und flüssiger Form zur Erdoberfläche, — die Niederschläge mit den sie begleitenden Erscheinungen — woran sich noch zuletzt die Weiterbewegung des Wassers auf und unter der Erdoberfläche, der Abfluss in grössere Becken und seine Ansammlung daselbst reihen wird mit der Betrachtung der in denselben stattfindenden Bewegungen. Endlich sind die Wechselbeziehungen des Wassers in allen seinen Zuständen mit den übrigen klimatischen Faktoren vorzuführen.

Die Verdunstung.

Der Wasserdampf ist ein Gas, welches sich bei höheren Wärmegraden völlig wie die Luft verhält und sich daher auch in dieser so verbreitet, als ob ein luftleerer Raum vorhanden wäre. Wenn aber eine grössere Menge von Dampf in der Atmosphäre vorhanden ist und eine Temperaturerniedrigung die Fähigkeit des Wassers, im Dampfzustande zu verharren, vermindert, so wird ein Ueberschuss desselben zu flüssigem oder festem Wasser verdichtet. Der Temperaturgrad, bei welchem dieser Uebergang aus dem Gaszustand eintritt, heisst der Thaupunkt.

Wie erwähnt, verdampfen Wasser und Eis bei jeder Temperatur. Wenn die Spannung der entstehenden Dämpfe den Druck der auf der Flüssigkeit lastenden Luftschicht überwindet, so entstehen nicht nur an

der Oberfläche derselben Dünste, sondern auch in ihrem Innern: das Wasser siedet. Da hierbei viel Wärme gebunden wird, kann die Temperatur des Wassers bei einem bestimmten Luftdruck eine gewisse Höhe nicht überschreiten. Sie beträgt bekanntlich bei dem mittleren Barometerstand 80° R. Diese Temperatur wird aber nur ausnahmsweise in der Natur erreicht und die überwiegende Menge des Wasserdampfes entsteht bei der jedesmaligen Temperatur der Luft.

Bei der Stärke der Verdunstung von einer Fläche sind sehr verschiedene Umstände massgebend. Vorzüglich sind es die im folgenden angeführten:

1. Höhe der Temperatur;
2. Bewegung der Atmosphäre;
3. Feuchtigkeitsgrad der Luft;
4. Beschaffenheit und Bedeckung des Bodens;
5. Luftdruck.

Die Abhängigkeit der Verdunstung von der Wärme zeigt sich vorzüglich in der conformen Steigerung der Verdunstung und der Wärme nach der geographischen Lage und ihrer zeitlichen Folge. Aber auch directe Versuche belehren darüber, dass mit der Wärmezunahme eine Steigerung der Verdunstung stattfindet. Nach Dalton verdampfen in völlig ausgetrockneter und ruhiger Atmosphäre während 24 Stunden von einem Quadratfuss Wasserfläche

bei +24°	R.	103·5	Cub. Zoll	8·8	Linien	Wasserhöhe	
„ 20	„	98·2	„	8·2	„	„	
„ 16	„	72·9	„	6·1	„	„	
„ 12	„	54·9	„	4·6	„	„	
„ 8	„	40·4	„	3·4	„	„	
„ 4	„	29·4	„	2·5	„	„	
„ 0	„	21·6	„	1·8	„	„	
„ — 4	„	15·6	„	1·3	„	„	
„ — 8	„	9·8	„	0·8	„	„	

Gewöhnlich drückt man (wie hier geschehen) die Verdunstung durch die Höhe einer Flüssigkeitssäule aus, welche in der angegebenen Zeit verdunsten würde.

Mit der Wärme muss die Verdunstung auch in einer gewissen Abhängigkeit von der geographischen Breite stehen, wie wir aus den folgenden einer Zusammenstellung von Schübler entnommenen Zahlen ersehen. (Siehe Fig. 13 auf Seite 107.)

Jährliche Verdunstung in Zollen.

Ort	Verdunstung	Jahreswärme
Heisse Zone in der Sonne .	353″	—
„ „ im Schatten .	118	21·0
Rom 41° n. Br. . . .	75·2	12·7
Tübingen 48° „ „ . . .	24·5	6·6
Salzuflen 52° „ „ . . .	15·0	7·5

Dass noch andere Einflüsse massgebend sind, lehren die beiden letzten der mitgetheilten Zahlen.

Auch in der jährlichen Periode zeigt sich der Einfluss der Wärme auf die Verdunstung. Wir zeigen diess in folgender tabellarischen und graphischen Darstellung, wie sie nach dreijährigen Beobachtungen des Directors Schenzl in Ofen angeführt wurde.

Verdunstung zu Ofen im Mittel aus 3 Jahren.

Zeit	Grösse der Verdunstung		Mittlere Wärme	Mittel der Luftfeuchtigkeit
Januar 1864—1866	13·52″	oder 1·13′	— 1·61	85·8
Februar	23·40	1·95	0·77	84·8
März	36·53	3·04	4·24	77·9
April	54·70	4·56	9·03	58·9
Mai	91·20	7·60	12·53	58·1
Juni 1863—1865	114·16	9·51	16·20	55·7
Juli	129·02	10·75	17·83	55·7
August	117·63	9·80	17·14	58·6
September	86·32	7·19	14·48	59·5
October	38·19	3·18	9·48	72·4
November	30·88	2·57	4·67	83·3
December	17·53	1·46	— 0·11	86·9

Hiernach sehen wir die Verdunstung im Januar am kleinsten und im August am grössten, ganz in Uebereinstimmung mit der Höhe der Wärme. Wenn in einzelnen Monaten die Verdunstung nicht ganz proportional der Wärme erscheint, so ist daran das Mitwirken anderer Umstände schuld.

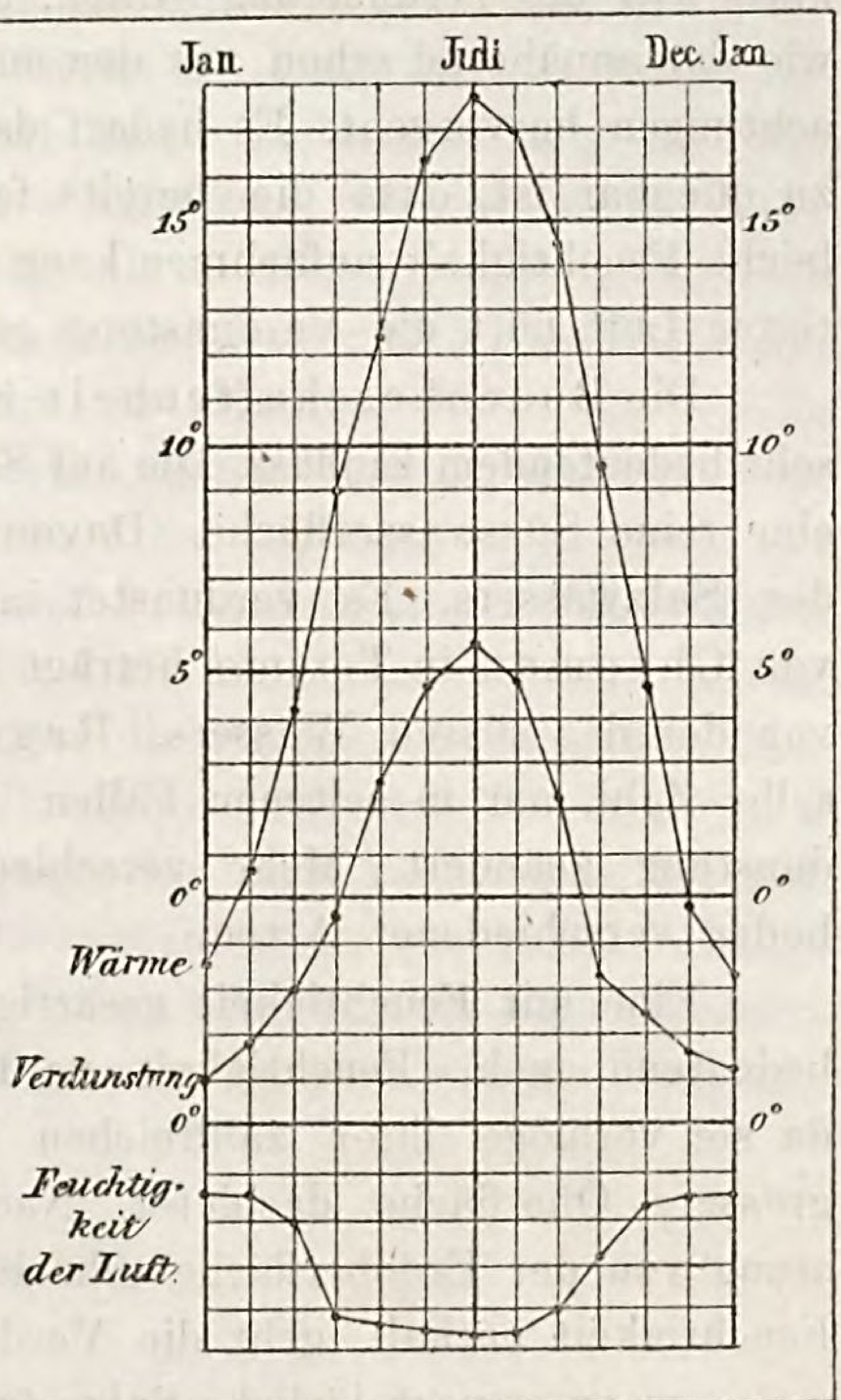
Die tägliche Periode der Verdunstungsmenge steht in gleicher Weise mit dem Gang der Wärme im Verhältniss.

Den directen Sonnenstrahlen eine besondere Wirkung zuzuschreiben, hat man wohl nicht nöthig. Die grössere Wärme erklärt schon hinreichend die grössere Verdunstungsmenge im Sonnenschein gegenüber den Beobachtungen im Schatten.

Unter den für die Verdunstungsgrösse weiter wichtigen Umständen ist die Bewegung der Atmosphäre zu nennen. Schübler gibt hiefür Beweise, aus denen man ersehen kann, dass an windigen Tagen die Verdunstung mehr als das Doppelte betragen kann von jener an windstillen Tagen.

Verdunstung in Ofen.

Fig. 13.



Verdunstung in Tübingen 1826.

Jahreszeit	Anzahl der Par. Cubikzoll Wasser, welche von 1′ □ Fläche verdunsten bei	
	Windstille	Wind
Winter	0·98	3·91
Frühling	8·51	11·68
Sommer	11·92	19·84
Herbst	6·57	14·94
Jahr	6·65	13·32

Dass die verschiedenen Windrichtungen in verschieden hohem Grade diesen Einfluss bedingen werden, erklärt sich aus dem verschiedenen Gehalt der herbeiströmenden Luft an Feuchtigkeit und aus ihrer verschiedenen Temperatur. Man kann bei der constanten Grösse dieser Verhältnisse auch für verschiedene Windrichtungen die Verdunstungsmenge verschieden gross erwarten.

Auch der schon in der Luft vorhandene Feuchtigkeitsgrad muss auf die Verdunstung wirken, und zwar im umgekehrten Verhältniss, wie das annähernd schon aus den umstehend für Ofen mitgetheilten Beobachtungen hervorgeht. Es bedarf das keiner weiteren Bestätigung, da es zu offenbar ist, dass die bereits feuchte Luft nicht mehr so viel und so leicht Feuchtigkeit aufnehmen kann als die trockene Luft. In schon gesättigter Luft hört die Verdunstung ganz auf.

Die Bodenbeschaffenheit ist für die Grösse der Verdunstung von sehr bedeutendem Einfluss. Die auf Seite 104 angeführten Zahlen gelten für eine reine Süsswasserfläche. Davon schon verschieden ist das Verhalten des Salzwassers. Es verdunstet in geringerem Grade. Nach Versuchen von Chapman in Toronto beträgt die Verdunstung des Salzwassers 0·54 von der des süssen Wassers. Ragona in Modena fand im Mittel dieselbe Zahl, nur in seltenen Fällen zeigte sich das Verhältniss der Verdunstung geändert. Mehr verschieden ist die Verdunstung von Festboden verschiedener Arten.

Eine mit Feuchtigkeit gesättigte Erdschichte kann in gleicher Zeit bedeutend mehr Feuchtigkeit verdunsten lassen als eine Wasserfläche, da sie vermöge ihrer zahlreichen kleinen Unebenheiten der Luft eine grössere Oberfläche darbietet. Nach dem Regen ist daher die Verdunstung von der Erdoberfläche sehr bedeutend. Wenn der Boden nur wenig Feuchtigkeit enthält, geht die Verdunstung langsamer vor sich, vorzugsweise, wenn er noch lösliche Salze (z. B. durch Düngung mit Kochsalz oder Chilisalpeter) enthält. Die verschiedene Farbe und Aufnahmsfähigkeit für Wärmestrahlen und die verschiedene Porosität des Bodens gestalten seine wasserhaltende Kraft sehr verschieden. Wir haben bereits S. 36 darauf bezügliche Daten für eine Anzahl von Bodenarten mitgetheilt und wollen nur noch nachtragen, dass der Einfluss der Vegetation auf die Verdunstung eine sehr bedeutende ist.

Schübler beobachtete bei einer Grasfläche eine 2—3mal so grosse Verdunstung als bei einer Wasserfläche. Diese Thatsache findet ihre Erklärung in der bedeutend grösseren Oberfläche der Pflanzen und wiederholt sich bei allen Arten, deren Oberfläche nicht durch besondere Dichtigkeit dem Verdampfen des Wassers grösseren Widerstand entgegensetzt, wie bei Cactus, Sedum u. a. Jedenfalls ist auch dem Lebensprocess des pflanzlichen Organismus ein Einfluss auf die Verdunstung zuzuschreiben.

Die Verminderung des Luftdruckes hat gleichfalls Einfluss auf die grössere Verdunstung. Dieser Umstand ist von Bedeutung bei der Verdunstung auf hohen Bergen, die dort aus dem Boden und den Pflanzen eine grössere ist als sie in der Ebene bei dem grösseren Luftdrucke sein kann.

Wenn man nun auch weiss, von welchen Umständen die Verdunstung befördert wird, so ist es doch völlig unmöglich zu bestimmen, wieviel Feuchtigkeit von einer bestimmten Fläche im Laufe des Jahres in die Luft übergeht. Darüber können wir nur durch die Vergleichung der darauf fallenden Regenmenge eine ungefähre Schätzung vornehmen. Die Verdunstungsmenge muss wohl geringer sein als die Regenmenge, indem man von dieser letzteren die Menge des in Strömen dem Meere zufliessenden Wassers abziehen müsste, um erstere zu erhalten. Dass eine solche Schätzung aber auch nur eine entfernte Annäherung an die Wahrheit sein kann, geht noch aus dem Umstande hervor, dass es ja neben der Regenmenge noch andere Wege gibt, auf denen dem Boden Feuchtigkeit zugeführt wird, wie Absorption aus der Luft und Zufluss von den Seiten. In keinem Falle darf man glauben, dass die jährliche Summe der Verdunstungsgrösse, wie wir sie mitgetheilt (Seite 106) für die betreffenden Orte dem wirklichen Thatbestand entspreche. Das könnte nur der Fall sein, wenn immer eine Wasserfläche vorhanden wäre, von welcher Dampf sich bilden könnte. Es können diese Zahlen also nur für reine Wasserflächen Geltung beanspruchen und haben nur ein theoretisches Interesse.

Luftfeuchtigkeit.

Der Wasserdampf der Luft bildet in derselben gewissermassen eine selbstständige Atmosphäre, welche von den anderen Bestandtheilen völlig unabhängig ist in Bezug auf den Druck, den sie ausübt, sowie in Bezug auf Verdunstung und Verdichtung zu Niederschlägen. Nur bezüglich der Schnelligkeit, mit welcher die Dunsttheilchen ihren Raum verlassen, bieten die übrigen Gemengtheile der Atmosphäre ein Hinderniss oder Beförderungsmittel.

Man kann den Wassergehalt der Atmosphäre auf zweierlei Weise ausdrücken:

1. Man berechnet den Druck, um welchen der Dampf den Druck der trockenen Luft vermehrt, eine Grösse, welche durch die Höhe einer Quecksilbersäule gemessen wird, die ihr das Gleichgewicht hält. Der Dunstdruck ist in der Barometerhöhe mit enthalten und wird von dieser abgezogen, wenn man den Druck der trockenen Luft erhalten will.

2. Man bestimmt das Verhältniss des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes als Procenttheil von der Wassermenge, welche bei der jedesmaligen Temperatur in ihr enthalten sein kann. Die relative Feuchtigkeit wird durch die Differenz des Thaupunktes von der jedesmaligen Luftwärme gegeben. Sie ist gleich dem Quotienten aus den Dampfspannungen für beide Wärmegrade.

Die beiden Angaben, die absolute Feuchtigkeit oder der Dunstdruck und die relative Feuchtigkeit der Luft sind zur richtigen Beurtheilung des Wassergehaltes in der Atmosphäre gemeinsam zu betrachten.

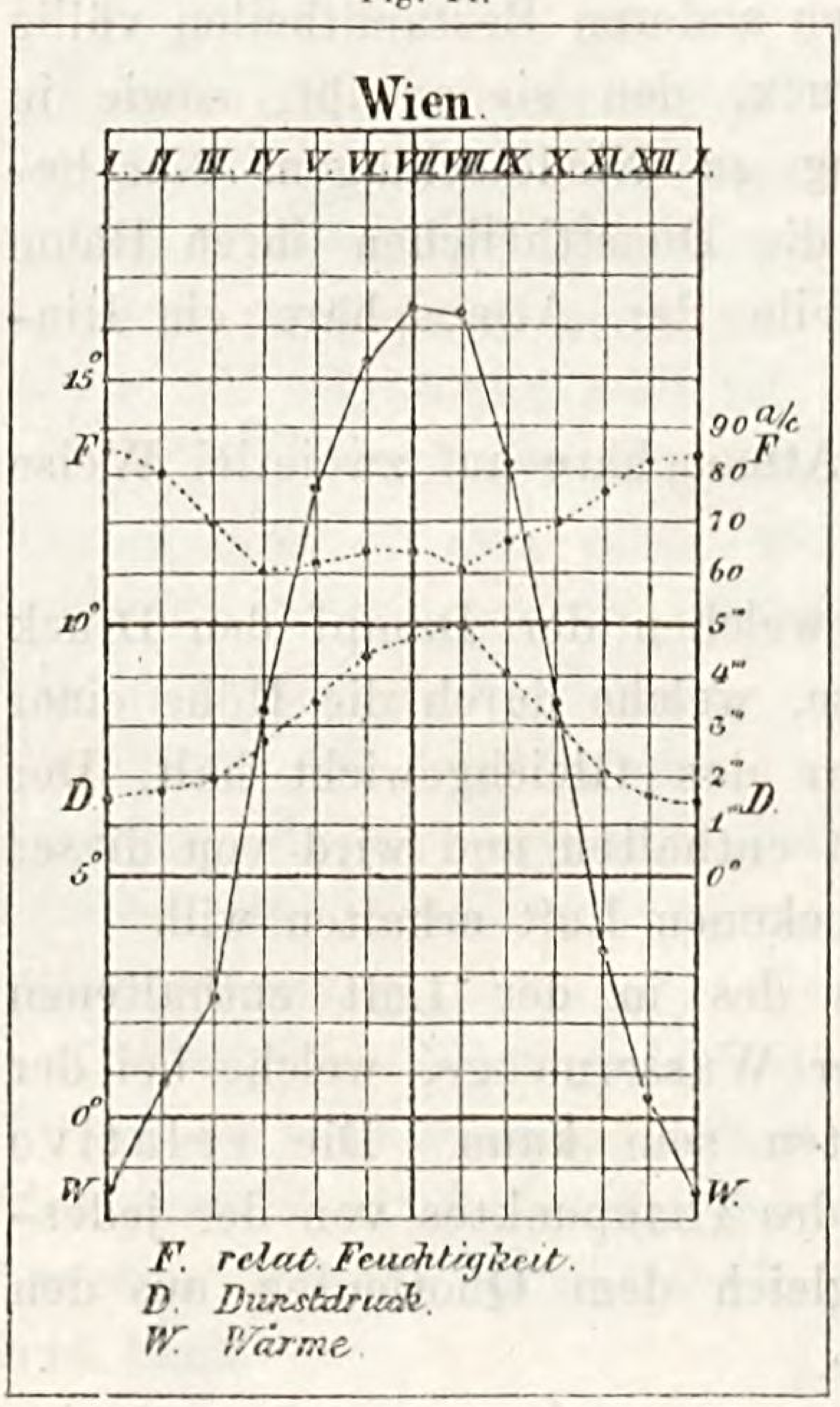
Um den Dunstdruck in der Atmosphäre nachzuweisen, ist es vor allem nöthig zu wissen, welche Menge von Wasserdampf in der völlig gesättigten Luft enthalten ist. Diese Wassermenge lässt sich (in Linien ausgedrückt) aus folgender Tabelle erkennen:

Dampfgehalt der gesättigten Luft.

Temperatur	Spannung der Wasserdämpfe in Par. Lin.	Temperatur	Spannung der Wasserdämpfe in Par. Lin.
— 25°	0·15	5	3·12
— 20	0·26	10	4·75
— 15	0·45	15	7·10
— 10	0·76	20	10·40
— 5	1·25	25	14·97
0	2·00	30	21·20

Nur in seltenen Fällen wird diese Spannung, welche einer relativen Feuchtigkeit der Luft von 100% entsprechen würde, wirklich erreicht. Noch weniger wird aber auch absolut trockene Luft je beobachtet werden können. Die Schwankungen beider Grössen variiren in gewissen Grenzen nach Perioden und zeigen ausserdem, wie die übrigen meteorologischen Elemente, nicht selten Störungen des gleichmässigen Ganges.

Fig. 14.



Periodisches Schwanken der Luftfeuchtigkeit.

Da die erwärmte Luft mehr Feuchtigkeit aufzunehmen vermag als kalte Luft, muss die periodische Steigerung der Dampfspannung mit der periodischen Steigerung der Wärme ähnlich verlaufen, sowohl was die tägliche als was die jährliche Periode anbelangt. Zur Erkennung dieses Gesetzes genügt die Mittheilung einiger Zahleu für wenige Stationen, sowie der Hinweis auf die nebenstehende Darstellung (Fig. 14), welche den jährlichen Gang der Wärme, des Dunstdruckes und der relativen Feuchtigkeit für Wien gibt.

Jährlicher Gang des Dunstdruckes in Par. Lin.

Stationen	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr	Oscillation
Nertschinsk (2Jahre) .	0·23	0·19	0·24	0·65	1·24	1·87	3·60	5·02	4·22	2·52	1·24	0·57	1·80	4·83
Petersburg (10 Jahre)	1·36	1·21	1·16	1·35	1·84	2·67	3·74	4·65	4·74	3·60	2·42	1·82	2·55	3·53
Wien (13 Jahre) . . .	1·61	1·57	1·61	1·92	2·42	3·61	4·51	4·77	4·91	4·06	3·39	2·12	3·04	3·34
Rom (2 Jahre)	3·85	2·73	2·83	3·13	3·30	4·60	5·64	6·22	5·68	5·69	4·61	3·64	4·24	3·49
Madras (9 Jahre) . .	8·59	8·15	8·47	9·36	10·30	9·84	9·83	9·82	10·28	10·62	10·19	9·62	9·59	2·47
St. Helena	5·22	5·59	6·05	6·29	6·14	5·52	4·98	4·64	4·62	4·64	4·80	4·93	5·28	1·67
Melbourne	4·30	4·73	4·65	4·56	4·01	3·41	3·23	3·05	3·10	3·23	3·63	3·94	3·80	1·68

Aus diesen Zahlen ergibt sich zugleich die grössere Dunstmenge an tropischen Stationen, sowie die geringere Schwankung an Orten mit Seeklima.

Für die Darstellung des täglichen Ganges wählen wir Prag als Beispiel (siehe folgende Tabelle und Fig. 15 und 16).

Täglicher Gang des Dunstdruckes zu Prag in Par. Lin.

Tageszeit	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November
Mitternacht	1·831	1·564	1·715	1.889	2·716	3·629	4·504	4·811	4·732	4·015	3·225	2·380
1 Morgens	1·827	1·535	1·709	1·888	2·699	3·608	4·479	4·753	4·727	4·012	3.195	2·371
2 „	1·820	1·537	1·700	1·869	2·679	3·579	4·447	4·757	4·709	3·968	3·168	2·358
3 „	1·815	1·527	1·689	1·864	2·644	3·539	4·404	4·703	4·652	3·926	3·144	2·343
4 „	1 812	1·527	1·692	1·848	2·614	3·489	4·356	4·649	4·611	3·879	3·118	2·332
5 „	1·798	1·516	1·679	1·845	2·584	3·456	4·327	5·617	4·575	3·835	3·087	2·308
6 „	1·792	1·515	1·687	1·830	2·567	3·457	4·333	4·663	4·579	3·789	3·083	2·309
7 „	1·788	1·505	1·672	1·814	2·602	3·524	4·387	4·716	4·655	3·807	3·091	2·305
8 „	1·785	1·517	1·676	1·836	2·664	3·584	4·455	4·768	4·723	3·883	3·124	2·307
9 „	1·790	1·503	1·681	1·846	2·704	3·536	4·396	4·746	4·720	3·942	3·169	2·313
10 „	1·805	1·531	1·693	1·865	2·681	3·501	4·329	4·669	4·687	4·000	3·225	2·356
11 „	1·824	1·541	1.716	1·861	2·677	3·455	4·263	4·584	4·611	3·978	3·258	2·377
12 Mittag	1·841	1·566	1·746	1·869	2·612	3·395	4·210	4·523	4·549	3·943	3·284	2·393
1	1·854	1·584	1·772	1·888	2·619	3·369	4·205	4·506	4·481	3·884	3·307	2·424
2	1·870	1·599	1·784	1·896	2·607	3·360	4·190	4·492	4·439	3·872	3·320	2·433
3	1·878	1·599	1·788	1·922	2·613	3·383	4·212	4·481	4·440	3·860	3·338	2·446
4	1·884	1·606	1·809	1·952	2·633	3·437	4·248	4·491	4·459	3·889	3·369	2·468
5	1·871	1·605	1·810	1·961	2·677	3·499	4·313	4·593	4·554	3·944	3·397	2·497
6	1·862	1·601	1·804	2·003	2·728	3·526	4·412	4·668	4·607	4·023	3·392	2.440
7	1·852	1·586	1·784	2·005	2·782	3·636	4·481	4·752	4·739	4·074	3·377	2·421
8	1·847	1·582	1·776	1·997	2·822	3·717	4·552	4·839	4·800	4·071	3·329	2·410
9	1·838	1·571	1·749	1·969	2·797	3·705	4·549	4·838	4·795	4·039	3·286	2·395
10	1·831	1·570	1·739	1·951	2·789	3·687	4·560	4·889	4·813	4·021	3·278	2·376
11	1·821	1·556	1·726	1·934	2·734	3·669	4·543	4·854	4·765	4·007	3·238	2·357
Mittel	1·831	1·556	1·733	1·900	2·677	3·533	4·381	4·681	4·643	3·944	3·242	2·380

Der Dunstdruck steigt im Laufe des Vormittags mit der Temperatur. Von Mittag an nimmt er nicht so stark zu, da der aufsteigende Luftstrom die von der Erde verdunstende Feuchtigkeit in höhere Regionen

Fig. 15.

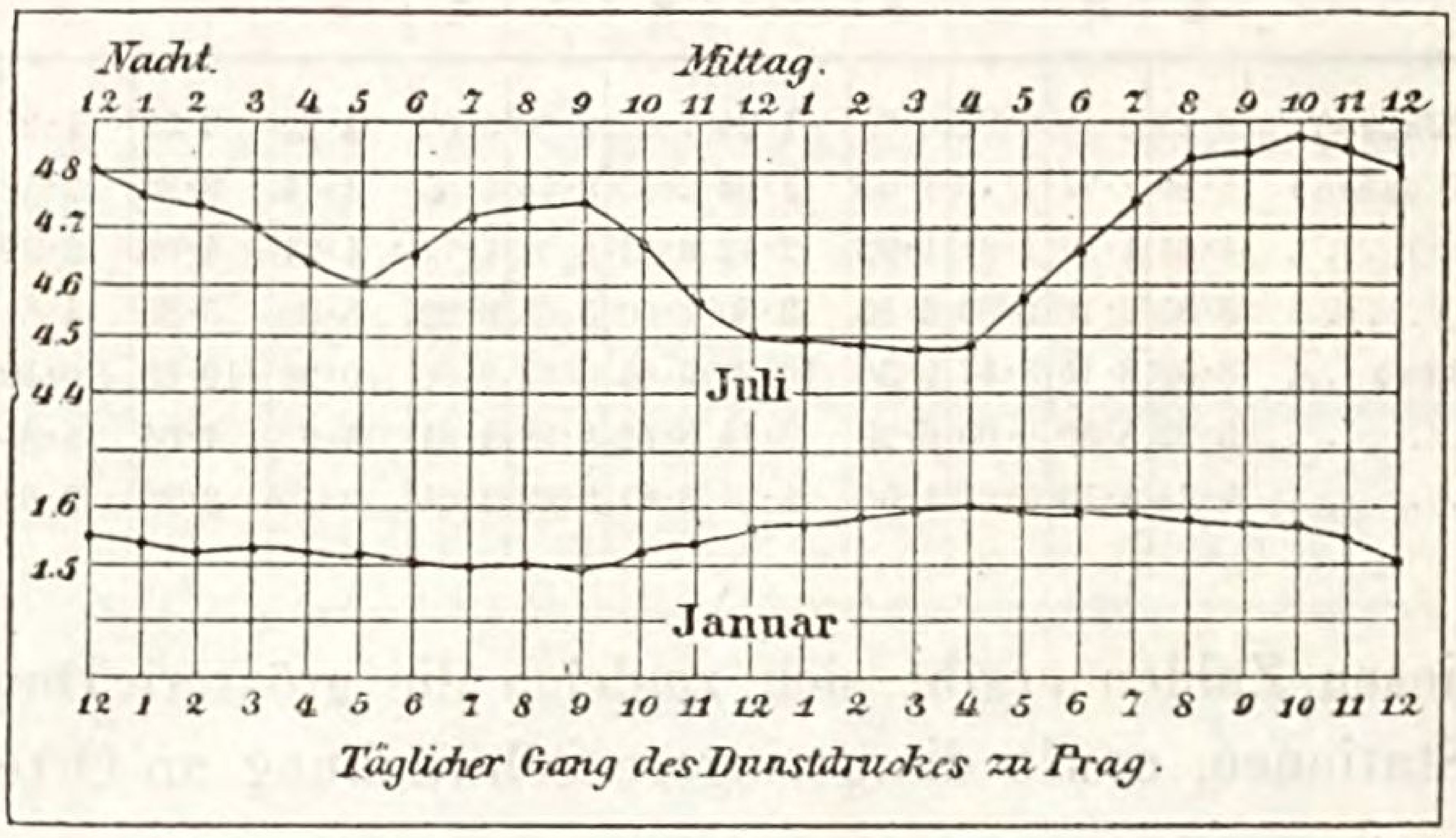
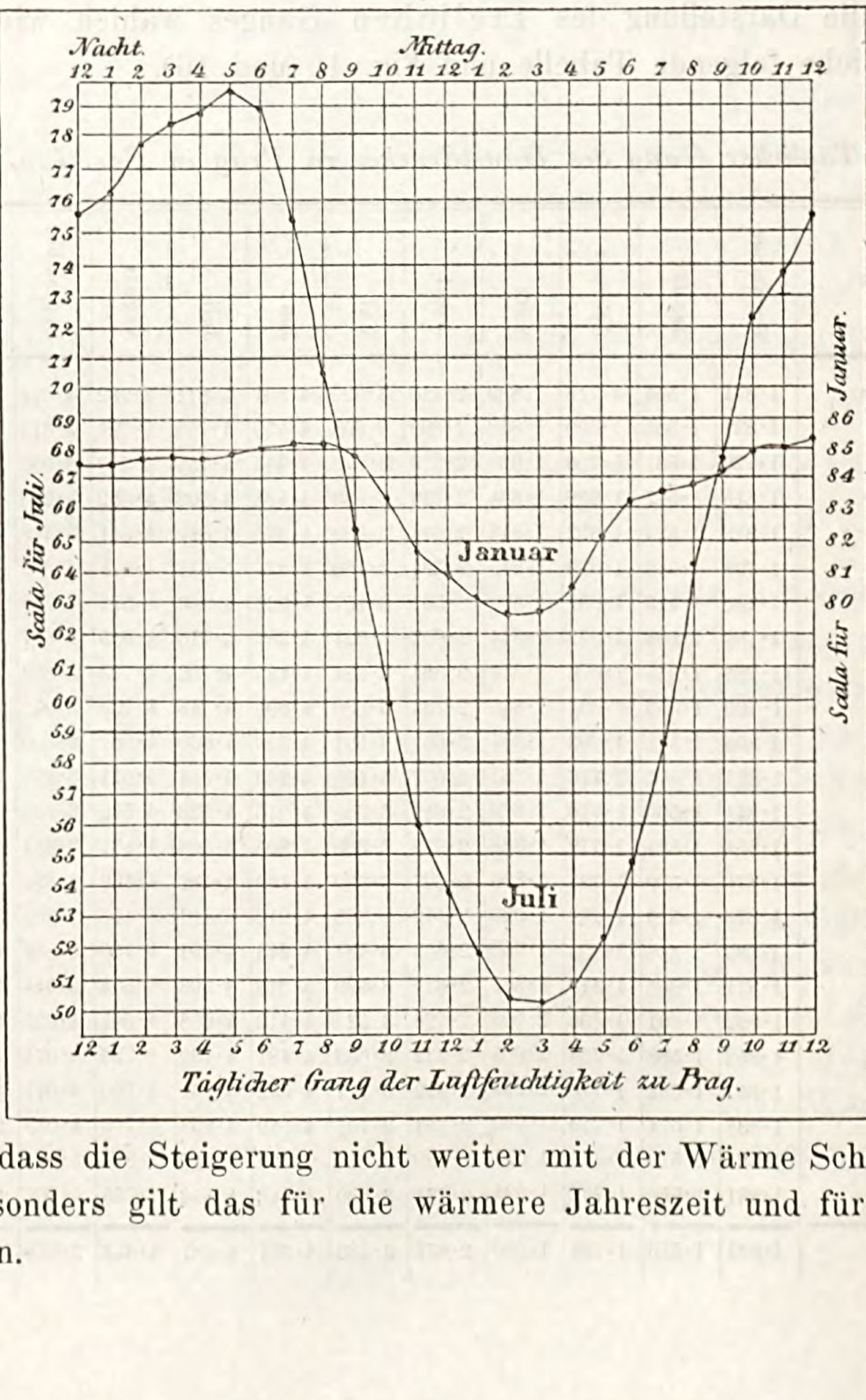


Fig. 16.



führt, so dass die Steigerung nicht weiter mit der Wärme Schritt halten kann. Besonders gilt das für die wärmere Jahreszeit und für continentale Lagen.

Die Schwankung der Jahresmittel ist eine sehr geringe. Als kleinste Zahl haben wir Nertschinsk, als grösste Madras gewählt, in unseren Breiten beträgt das Jahresmittel des Dunstdruckes ungefähr 3‴, nur in südlichen Kronländern erreicht sie 4‴, in Alpenstationen fällt sie unter 2‴.

Die relative Feuchtigkeit der Luft nimmt einen fast entgegengesetzten Gang. Je höher die Temperatur steigt, um so mehr Dampf braucht die Atmosphäre zu ihrer Sättigung, um so geringer erscheint der procentische Gehalt der wirklich vorhandenen Feuchtigkeit.

Relative Feuchtigkeit der Luft in Procenten.

Ort	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Nertschinsk	76	82	84	73	64	58	66	76	76	72	69	72	72
Petersburg .	91	87	88	86	78	72	72	72	75	81	83	80	80
Wien . . .	84	83	80	70	62	64	64	62	66	69	77	82	72
Rom . . .	57	69	63	54	57	57	52	44	45	54	61	68	57
Madras . .	82	78	78	79	82	79	77	77	81	85	84	84	81
St. Helena .	86	85	86	89	88	87	86	86	89	89	89	87	87
Melbourne .	65	64	67	67	73	77	82	82	77	73	70	65	72

Nach Jahreszeiten betrachtet, fällt das Maximum der Luftfeuchtigkeit in unseren Breiten auf den Anfang des Winters (December oder Januar), das Minimum auf den Anfang des Sommers (Mai).

Nach Tageszeiten unterscheidet man ein Maximum ungefähr zur Zeit des Sonnenaufganges (Morgennebel), ein Minimum in den Nachmittagsstunden. Beide Extreme nähern sich im Winter am meisten und entfernen sich im Sommer weiter von einander.

Am Tage enthält also die Luft mehr Wasserdampf als in der Nacht, im Sommer mehr als im Winter unter den Tropen mehr als in den Polarregionen. Unser Gefühl freilich lässt uns das Gegentheil vermuthen, da die wärmere Luft auch mehr Wasserdampf aufgelöst erhalten kann, hingegen die bei niederer Temperatur geringere Entfernung des Thaupunktes von der Lufttemperatur auch die atmosphärischen Wasserdämpfe zur Condensation oder zu Niederschlägen mehr geneigt macht.

Die Meereshöhe hat auf den Feuchtigkeitsgehalt der Luft einen beträchtlichen Einfluss. Dieser tritt indessen nicht bei grossen Hochebenen hervor, sondern mehr bei vereinzelten Berggipfeln und Gebirgsketten. Hier nimmt in den kälteren Tagesstunden die relative Feuchtigkeit mit

zunehmender Höhe ab, im Sommer mehr als im Winter; in den heisseren Tagesstunden zeigen die höheren Stationen einen grösseren Feuchtigkeitsgehalt. Dadurch werden die täglichen wie jährlichen Schwankungen mit der Höhe geringer.

Anstatt ausführlicher Auseinandersetzung verweisen wir bezüglich des Gesagten auf Taf. 9. Die Curven *a* sind nach gleichzeitigen Beobachtungen in Zürich und auf dem Rigikulm (5500'), während der Junimonate 1832 und 1833 gezeichnet, die Curven *b* stellen aus denselben Jahren die Beobachtungen für die Monate September und October in Zürich und auf dem Faulhorn (8200') dar.

Von grösstem Einfluss auf den Dunstdruck ist die geographische Lage eines Ortes. Die oben mitgetheilten kurzen Tabellen zeigen u. a. die grosse absolute Feuchtigkeit der Atmosphäre in den Tropen, wie sie zum Gedeihen der tropischen Flora nöthig erscheint. Die Pflanzen der Aequatorialgegenden kommen daher in höheren Breiten nicht gut fort, auch wenn dort die Wärmeverhältnisse noch so günstig sind. Die Wüsten bilden freilich eine Ausnahme mit ihrer sehr trockenen Luft, die Meere eine andere in entgegengesetztem Sinne. Die Luft über den letzteren hat bei hohem Dunstdruck auch eine beträchtliche relative Feuchtigkeit (etwa 80% im Durchschnitt). Die Lage am Meere oder inmitten eines Continents gibt zu mehrfacher Verschiedenheit Anlass. Während im Seeklima Maximum und Minimum des Dunstdruckes mit den Temperaturextremen fast zusammenfallen, zeigen Orte mit continentaler Lage ein doppeltes Schwanken des Dunstdruckes, indem am Nachmittag zur Zeit der grössten Wärme ein zweites Minimum eintritt.

Die Erklärung dieser Erscheinung ist in dem aufsteigenden Luftstrom zu suchen, welcher die Dämpfe in obere Luftschichten führt und ihre Anhäufung an der Erdoberfläche verhindert. Eine weitere Unregelmässigkeit in dem Gange des Dunstdruckes an continentalen Orten liegt in der nächtlichen Verdichtung des Dampfes an der Erdoberfläche, wodurch Wassermengen tieferen Erdschichten zufliessen und folglich der Atmosphäre völlig entzogen werden.

Die täglichen Schwankungen in der Grösse der Dampfspannung sind an continentalen Orten nicht grösser als an Orten mit Seeklima.

Die jährlichen Schwankungen sind jedoch im Continente grösser. Während im Sommer an den Küsten und mitten im Festlande die Dampfspannung nahezu gleich ist, zeigt im Winter das Land einen entschieden geringeren Dunstdruck, indem bei der stärkeren Abkühlung des Landes der Dampf durch Verdichtung der Atmosphäre entzogen wird.

Wie erwähnt, hat die Grösse des Dunstdruckes einen geringeren Einfluss auf die Beurtheilung der Luftfeuchtigkeit eines Ortes. Hiefür ist

die relative Feuchtigkeit der Luft massgebend und diese belehrt u. a. über die auffallenden Erscheinungen im Klima von Nordamerika, wo dem Einwanderer die mitgebrachten Holzgeräthe in kürzester Zeit auf eine Weise austrocknen, wie man es in Europa nicht gewöhnt ist. Diese Trockenheit der Atmosphäre hat auf die verschiedensten Lebensverhältnisse Einfluss.

Der Zusammenhang der Windrichtung mit der Feuchtigkeit der Luft erklärt sich leicht durch das Streichen des Windes über grosse Flächen der Erde, welche ihren Charakter dem Winde mittheilen. Ein warmes Meer muss den Wind feucht machen, Steppen und Wüsten oder kalte Erdstriche und Gebirge machen ihn trocken. Wo also vorherrschend der Wind von einer oder der anderen Richtung kommt, wird die Luft einen grossen oder geringeren Grad Feuchtigkeit enthalten. Ganze Länder können durch solche Winde ein auffallend trockenes oder feuchtes Klima erhalten.

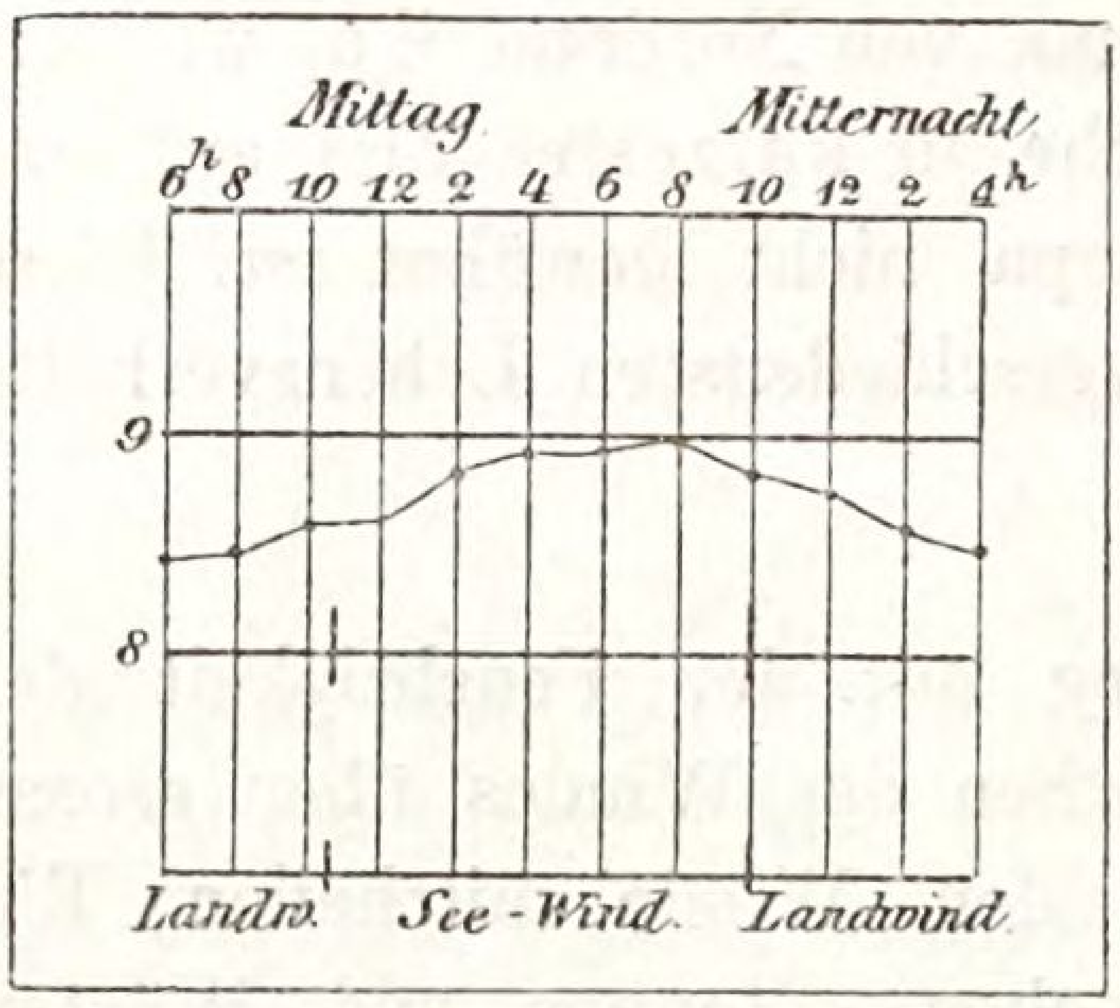
Ein periodischer Wechsel des Windes wird den Gang der Feuchtigkeit an einem Orte wesentlich modificiren, so die Land- und Seewinde an Küsten, die Monsuns und der Wechsel äquatorialer und polarer Luftströmungen; und selbst wenn ein solcher Wechsel nicht entschieden in einer regelmässigen Periode ausgesprochen ist, lässt er doch oft die Abhängigkeit der Luftfeuchtigkeit vom Winde erkennen.

Da Land und Seewind zwischen Tag und Nacht wechseln, wird die tägliche Periode der Luftfeuchtigkeit dadurch bestimmt. In Bombay weist Buist nach, dass mit dem Eintritt des Seewindes zwischen 11^h und $11^1/_2{}^h$ Vormittags die Dampfspannung steigt. Am lebhaftesten weht der Seewind zwischen 2^h und 4^h und bringt ein Maximum der Dampfspannung hervor, das sich bis 6^h Abends noch steigert. Um 10^h Abends tritt der Landwind ein und bewirkt das Hinabsinken des Dampfdruckes bis zum Minimum. Zugleich erreicht die tägliche Differenz eine Höhe, wie sie für ein Seeklima ungewöhnlich ist. Wir ersehen das Gesagte aus den hier unten mitgetheilten Beobachtungsresultaten für Bombay, sowie aus der danach angefertigten Skizze Fig. 17 auf folgender Seite.

Tägliche Periode des Dampfdruckes zu Bombay.
(In Par. Linien.)

			Mittag						Mitternacht		
6^h	8	10	12	2	4	6	8	10	12	2	4^h
8·42	8·51	8·62	8·59	8·89	8·96	8·98	8·97	8·73	8·67	8·57	8·52

Fig. 17.



Die jährliche Periode lässt an demselben Orte den Einfluss der Monsuns erkennen. Von April bis October weht der SW. Monsun, welcher die Dampfspannung über das Mittel erhebt, während der NO. Monsun von November bis März dieselbe unter das Mittel hinabdrückt.

Jährliche Periode des Dampfdruckes zu Bombay nach ***Buist.***

	Dampfdruck in Par. Lin.	Unterschied vom Mittel	
Januar . .	6·47	— 2·15	SW. Monsun.
Februar . .	7·26	— 1·46	
März . . .	7·95	— 0·77	
April . . .	9·55	+ 0·83	NO. Monsun.
Mai	10·31	+ 1·59	
Juni . . .	10·47	+ 1·75	
Juli	10·02	+ 1·30	
August . .	9·62	+ 0·90	
September .	9·62	+ 0·90	
October . .	9·17	+ 0·45	
November .	7·55	— 1·17	SW. Monsun.
December .	6·62	— 2·10	
Jahr . . .	8·717		

Wo der Wind keinen regelmässigen Wechsel zwischen Land- und Seewinden zeigt, da lässt sich trotzdem nachweisen, dass eine polare und eine äquatoriale Luftströmung vorwiegen und dass alle andern Windrichtungen nur entweder Modificationen dieser beiden Hauptrichtungen oder unbedeutendere locale Strömungen sind; demzufolge wird auch den Winden der einen wie denen der anderen der beiden Richtungen ein gewisser gemeinsamer Charakter anhaften, der sich in den Wärme- und Feuchtigkeitsverhältnissen vorwiegend ausspricht. Man sieht diess am besten, wenn man für einen Ort die sogenannte atmische Windrose berechnet, d. h. aufsucht, welcher absolute und relative Dampfdruck einer jeden einzelnen Windrichtung entspricht. Diese wollen wir hier nach der Berechnung von Dr. Hann für die 11jährige Beobachtungsperiode (1853—1863) zu Wien beisetzen.

Atmische Windrose für Wien.

a) Dunstdruck in Par. Linien.

Monate	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.
December	1·40	1·40	1·49	1·59	1·70	1·84	1·77	1·70
Januar	1·29	1·44	1·47	1·58	1·58	1·75	1·73	1·56
Februar	1·32	1·41	1·24	1·58	1·75	1·85	1·81	1·61
März	1·68	1·74	1·86	2·05	2·16	2·03	1·92	1·83
April	2·06	2·43	2·84	2·61	2·69	2·41	2·56	2·67
Mai	3·13	3·07	4·04	3·93	3·76	3·79	3·43	3·27
Juni	3·85	3·80	7·00	5·08	5·16	4·66	4·28	4·19
Juli	4·17	4·47	5·88	5·26	5·26	4·97	4·57	4·52
August	4·38	4·64	5·00	5·22	5·34	4·59	4·77	4·71
September	3·47	4·07	4·76	4·19	4·56	4·46	3·92	3·85
October	3·16	3·86	3·35	3·44	3·52	3·53	3·32	3·20
November	1·62	1·74	2·19	2·29	2·82	2·60	1·87	1·84
Winter	1·34	1·42	1·40	1·58	1·67	1·81	1·77	1·62
Frühling	2·29	2·41	2·91	2·86	2·87	2·74	2·64	2·59
Sommer	4·18	4·30	5·96	5·18	5·25	4·74	4·54	4·47
Herbst	2·75	3·22	3·43	3·30	3·63	3·53	3·04	2·96
Jahr	2·63	2·84	3·42	3·23	3·35	3·20	2·99	2·91
Frühling-Sommer .	3·21	3·35	4·43	4·02	4·06	3·47	3·59	3·53
Herbst-Winter . . .	2·04	2·32	2·41	2·44	2·65	2·67	2·40	2·29

b) Feuchtigkeit in Procenten der Sättigung.

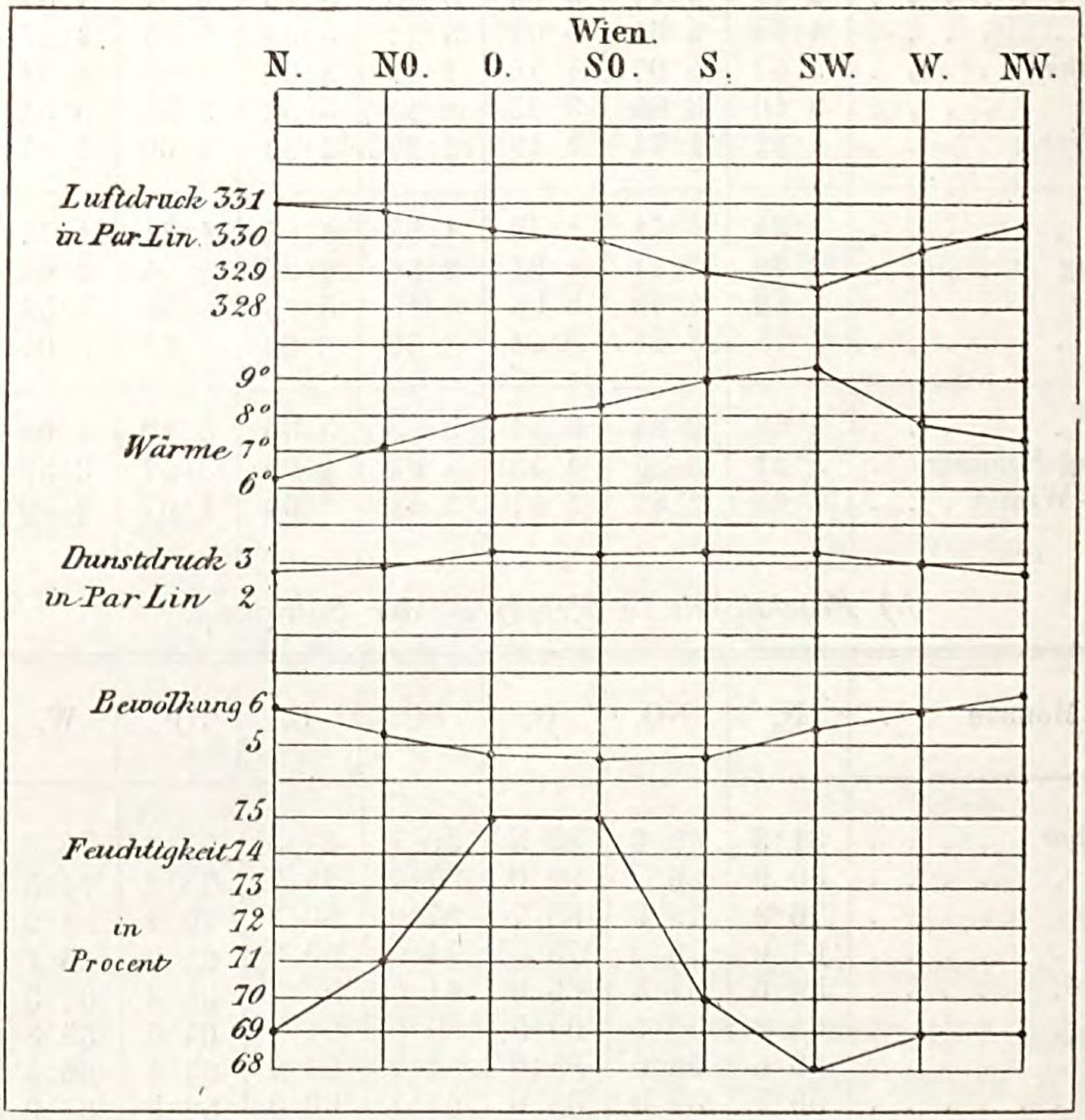
Monate	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.
December	81·3	89·0	89·3	89·7	84·3	78·0	74.8	78·5
Januar	80 9	86·7	92·0	87·7	79·7	78·2	74·5	76·5
Februar	76·8	79·9	85·7	87·0	80·3	70·2	68·9	73·2
März	67·0	78·2	75·4	74·0	69·8	64·0	66·1	68·0
April	59·6	61·4	66·0	61·8	58·3	60·3	67·5	69·0
Mai	64·2	59·1	69·5	65·5	61·2	64·3	65·8	67·0
Juni	60·6	58·0	68·0	62·2	62·4	63·4	66·4	64·8
Juli	56·7	57·0	54·6	63·1	60·5	59·5	63·0	63·4
August	63·8	57·0	60·0	62·0	60·0	63·9	68·2	68·2
September	67·3	68·8	73·0	68·5	67·0	66·0	68·3	69·0
October	72·0	83·0	79·7	75·2	74·7	76·0	74·0	73·0
November	76·5	82·7	85·3	89·0	86·0	80·7	71·8	65·6
Winter	80	85	89	88	81	75	73	76
Frühling	64	66	70	67	63	63	66	68
Sommer	60	57	61	62	61	62	66	65
Herbst	72	78	79	84	76	74	71	69
Jahr	69	71	75	75	70	68	69	69
Frühling-Sommer .	62	61	65	64	62	62	66	66
Herbst-Winter . . .	76	81	84	86	78	75	72	73

Volle Erklärung erhalten diese Tabellen und Linien erst durch Berücksichtigung der **Häufigkeit**, mit der die einzelnen Windrichtungen auftreten. Zu dem Zwecke theilen wir weiter unten diese in einer weiteren Tabelle mit.

Nach den mitgetheilten Zahlen entwerfen wir die beistehende Skizze Fig. 18.

Diese graphische Darstellung dehnten wir wegen des genaueren Einblickes in den Zusammenhang der verschiedenartigen Einflüsse noch auf Wärme und Bewölkung aus.

Fig. 18.



Für Wien zeigt sich der Nordwind als dampfärmster Wind, während in Halle und London es der Nordost ist. Der feuchteste Wind ist zugleich der wärmste, im Winter der Südwest, im Sommer der Ost. Da dieser auch schon im April und Mai schon hohen Dunstdruck zeigt, so erscheint er für das ganze Jahr noch mit dem grössten Dunstdruck. Neben ihm zeigt der Süd im Sommer ein secundäres Maximum. (Siehe Fig. 18.)

Die Windrose der Feuchtigkeit zeigt deutlich ihren Zusammenhang mit jener der Wärme und des Dunstdruckes. Im Winter ist der Ostwind

am kältesten, die Temperatur erhebt sich wenig bei Südost, rascher steigt der Dunstdruck und die Luft ist daher am meisten mit Feuchtigkeit gesättigt. Die feuchten Westwinde erhöhen die Temperatur mehr als den Dunstdruck, daher sie relativ trocken erscheinen.

Niederschläge.

Im Gegensatz zu der Verdunstung steht die Verdichtung des Wasserdampfes zu den flüssigen und festen Formen des Wassers. Diese sind sehr mannigfaltig in Form, Grösse und Entstehungsweise, so dass man sie getrennt ins Auge fassen muss. Wir können sie in folgende Gruppen trennen:

1. Thau und Reif, Beschlag, Rauhfrost und Glatteis.
2. Nebel und Wolken.
3. Regen und Schnee.
4. Hagel und Graupeln.

Da mit ihnen zugleich häufig elektrische Erscheinungen eintreten, so betrachten wir an dieser Stelle noch:

5. Gewitter und Wetterleuchten und sonstige elektrische Erscheinungen, sowie endlich
6. besondere Erscheinungen und Niederschläge, theils irdischen, theils kosmischen Ursprungs, die ebenfalls einem Klima einen besonderen Charakter verleihen können, wie Höhenrauch, staubartige Niederschläge und Trübungen der Atmosphäre. Wir könnten bei der Gelegenheit auch der Meteore u. dgl. gedenken, doch liegt einerseits ihr Ursprung nicht in der Atmosphäre, anderseits sind sie von keiner Bedeutung für das Klima, daher übergehen wir sie völlig.

1. Thau und Reif, Beschlag, Rauhfrost und Glatteis.

Wenn ein kalter Gegenstand in feuchte warme Luft gebracht wird, so kühlt er diese in seiner nächsten Umgebung soweit unter den Thaupunkt ab, dass er sich mit dem flüssig oder fest gewordenen Wasser beschlägt. Auf solche Weise kann aus der Atmosphäre ein Niederschlag entstehen, der natürlich nur an dem festen Erdboden und dessen Hervorragungen bemerklich werden kann. Die Ursache solchen Niederschlages kann aber zweierlei Art sein. Entweder der feste Erdboden kühlt sich durch Ausstrahlung stärker ab als die Luft, und dann entsteht je nach dem Grade der Abkühlung Thau oder Reif; oder die früher trockene Luft wird nach andauernder Kälte durch eine feuchtwarme Strömung abgelöst, und so entsteht Beschlag, Rauhfrost oder Glatteis.

Das Gemeinsame aller dieser Niederschläge, mit Ausnahme einiger Formen des Glatteises, ist, dass sie nicht in flüssiger oder fester Form

aus der Atmosphäre herabfallen, sondern sich erst unmittelbar an dem festen Erdboden bilden. Daher zeigen auch Reif und Rauhfrost die feinen Krystallformen des Schnees.

Thau und Reif entstehen vorzugsweise in der Nacht, wo die Ausstrahlung der Erde nicht mehr von der Bestrahlung der Sonne überwogen wird. Schon vor Sonnenuntergang kann ihre Bildung beginnen, wenn sie auch in reichlicher Menge erst in der Nacht entstehen und einige Zeit nach Sonnenaufgang noch fort sich bilden können. Zu ihrer Bildung gehört eine feuchte wenig bewegte Atmosphäre und ein wolkenfreier Himmel. In den Sandwüsten kann es wegen geringer Feuchtigkeit der Luft nicht thauen. Bewölkter Himmel lässt die Wärmestrahlen durch Reflexion wieder der Erde zukommen, und starker Wind führt dem Erdboden fortwährend neue noch nicht erkaltete Luft zu, so dass er sich nicht unter den Thaupunkt erkälten kann.

Aber auch auf dem Meere und auf kleinen Inseln beobachtet man keinen Thau, da die Wärme in der Nacht nicht tief genug sinkt.

Am meisten beschlagen sich hervorragende Gegenstände mit diesen Niederschlägen, besonders solche, deren Oberfläche leicht Wärme ausstrahlt. Die Pflanzen veranlassen vorzugsweise die Bildung dieser Niederschlagsformen, da sie auch noch durch ihre Verdunstung die nächsten Luftschichten feuchter machen.

Thau wird vorzugsweise in der warmen Jahreszeit beobachtet, Reif in der kalten, doch zeigt letzterer sich in unseren Breiten noch im Mai und tritt schon wieder im September auf. Die ihn hervorbringende Abkühlung wirkt oft in schädlicher Weise auf die Vegetation ein.

Der Umschlag kalter Witterung in warme wird sehr häufig durch den feuchten Beschlag bemerkbar, welcher den Erdboden, Gebäude und andere Gegenstände bedeckt. Dieselben waren durch die vorhergehende Kälte so weit abgekühlt, dass sie erkältend auf die nachkommende feuchtwarme Luft wirken. Im Winter kann diese Abkühlung zur Verdichtung bedeutender Massen von Feuchtigkeit Anlass geben, welche dann insbesondere die Vegetation mit Rauhfrost und Duftanhang bedeckt, wie man den schneeartigen Beschlag bei grösserer Entwicklung nennt.

Dieser Niederschlag, den man vom Reif wohl unterscheiden muss, kann die Zweige der Bäume so massenhaft bedecken, dass dieselben unter der Last brechen.

Prof. Dr. Wilhelm hat in Ung.-Altenburg am 28. December 1866 die Stärke eines solchen Beschlages dadurch gemessen, dass er Porzellanschalen von bestimmter Grösse unter mehreren Sträuchern aufstellte und das durch Abschütteln des Niederschlags hineinfallende Eis wog. Auf den Quadratfuss berechnet erhielt er 201 Gr. Eis, welches einer Wasserhöhe

von 0·86‴ Par. entspricht. Unter hohen verästelten Bäumen muss die dem Boden dadurch zugewendete Feuchtigkeitsmenge noch beträchtlicher sein.

Glatteis entsteht, wenn nach grosser Kälte plötzlich die Luftwärme über den Gefrierpunkt steigt. Es beschlägt sich dann der Erdboden mit einer gefrierenden Thauschichte, die besonders dadurch lästig und selbst gefährlich wird, dass sie alle Hervorragungen gleichmässig überzieht und daher dem Fusse gar keinen Anhaltspunkt lässt. Oft entsteht aber das Glatteis auch durch das Gefrieren eines feinen nebelartigen Regens.

Die hier angeführten Niederschläge haben wohl eine solche Wichtigkeit für das Gedeihen der Vegetation, dass es der Mühe werth wäre, ihre Stärke zur Feststellung ihres klimatischen Einflusses zu kennen. Da es aber nicht möglich ist, auch nur annähernd die Menge von Feuchtigkeit festzustellen, welche sie dem Boden zuführen, muss man sich darauf beschränken, ihre Häufigkeit anzugeben. Besonders ist es die Zahl der Tage mit Reif, vorzüglich derer, welche in dem wärmeren Theile des Jahres fallen, also auch das Datum des letzten Reifes im Frühling und des ersten im Spätsommer, was man zu verzeichnen pflegt.

Nur in der heissen Zone scheint die Stärke des Thaues bedeutend genug zu sein, um einen schwachen Regen zu ersetzen. Viele Beobachter vergleichen das Herabrieseln der Thautropfen in den tropischen Wäldern mit gelindem Regen.

2. Nebel und Wolken.

Findet die Abkühlung des Wasserdampfes in der Luft statt, ohne dass er sich an einen festen Körper anlegen kann, so bilden sich feine Wasserbläschen, Tröpfchen oder Eisnadeln, welche in ihrem massenhaften Erscheinen Nebel und Wolken bilden. Diese beiden Erscheinungen sind im Grunde genommen ein und dasselbe. Wolke ist ein von unten gesehener in der Atmosphäre schwebender Nebel, und Nebel nennt man die Wolken, sobald sie auf die Erdoberfläche herabkommen oder auch auf der Höhe den Beobachter umgeben. Die feinen Wasser- oder Eistheilchen, aus denen sie bestehen, sind in fortwährender Umwandlung begriffen. Trotz ihrer Kleinheit müssen sie dem Gesetz der Schwere folgen, und allmälig wird eine jede Wolke sich senken. Hierbei kommt sie mit ihrem untern Rande in wärmere Luftschichten, welche die Wassertheilchen wieder verflüchtigen, und da der entstehende Dampf weit leichter ist als die Luft, erhebt er sich wieder bis in die oberen Theile der Atmosphäre, wo von Neuem durch Abkühlung eine Verdichtung stattfindet. Das Abschmelzen auf der einen und Zuwachsen auf der andern Seite kann so gleichförmig stattfinden, dass stundenlang eine

Wolke scheinbar ruhig an ihrem Platze sich befindet, ohne dass sie darum auch wirklich in Ruhe ist. Bei Bergbesteigungen wird man auf einzelnen Berggipfeln diesen Process oft sehr deutlich wahrnehmen können, während der Beobachter im Thale die Wolke völlig in Ruhe zu sehen glaubt.

Die Grösse der Nebelbläschen schwankt nach Kämtz zwischen 0·002″ und 0·0003″, die Dicke ihrer Wasserhülle beträgt 0·00002″. Im Sommer sind sie kleiner als im Winter, vor eintretendem Regen vergrössern sie sich und fliessen endlich in Tropfen zusammen. Zuweilen sind, auch ohne dass es regnet, die Nebeltheilchen Tropfen und nicht Bläschen, wie die Beobachtung zeigt, dass eine Wolke unter Umständen Regenbogen erzeugen kann, ähnlich wie sie bei zerstäubtem Wasser überhaupt sich zeigen.

Bis unter den Gefrierpunkt kann eine Wolke flüssiges Wasser enthalten. Barral und Bixio durchstiegen am 27. Juli 1850 auf einer Luftfahrt in Paris eine Nebelschicht von 7000 Fuss Höhe, welche trotz einer Wärme von — 0·5⁰ bis — 9⁰ aus Wassertheilchen bestand. Erst bei — 10⁰ erschienen feine Eisnadeln. Solche Wolken sind im Stande, feste Gegenstände durch ihren Niederschlag mit einer Eiskruste zu überziehen, in ähnlicher Weise wie wir bei der Bildung von Glatteis und Beschlag gesehen. Daneben aber gibt es auch ebenso oft, selbst im Sommer, Wolken, welche aus feinen Eisnadeln bestehen. Beide Thatsachen sind durch die Erfahrung bei Luftfahrten bewiesen.

Form der Wolken. Um die Ansicht des Himmels vergleichbar zu machen, hat Luke-Howard die verschiedenartigen Gestalten der Wolken in 3 Hauptgruppen gebracht, zwischen denen noch einige Uebergangsformen angenommen werden können.

1. Federwolke (cirrus) nennt man die zartesten federartigen oder gestreiften, weissen, faserartigen Wolken. Die Fasern sind geradlinig, wenn sie auch durch scheinbares Zusammenlaufen ihrer Enden in der Ferne mitunter gekrümmt erscheinen.

2. Haufenwolke (cumulus) ist die dichte, rundliche Form der Wolken, wie sie bald weiss, bald grau oder schwarz oft zu traubigen Massen zusammengeballt erscheinen. Am Horizont haben sie oft das Ansehen ferner Schneeberge.

3. Schichtwolken (stratus) sind horizontale Streifen, die sich meist dicht über der Erdoberfläche hinziehen.

Dazwischen kann man unterscheiden:

Die fedrige Haufenwolke (cirro-cumulus), bekannt unter dem Namen der Schäfchen, weisse, kleine, runde Wölkchen oft in bedeutender Höhe (über 20000′).

Die fedrigen Schichtwolken (cirro-stratus), sind Federwolken, die sich in Streifen oft über den ganzen Himmel ausdehnen.

Die streifige Haufenwolke (cumulostratus) überzieht mit blauschwarzem Farbentone oft den ganzen Himmel und geht dann nicht selten in die Regenwolke (nimbus) über.

Diese 7 Wolkenformen sind zur Bezeichnung der Himmelsansicht nicht ganz ausreichend; schon Fitz-Roy und neuestens Prof. Poey versuchten daher einige derselben durch andere Bezeichnungen zu ersetzen, wobei letzterer mehr auf die Höhe der Wolken, auf ihren Gehalt an flüssigem Wasser oder Schnee, sowie auf ihre Entstehung und Uebergänge Rücksicht nimmt. Hierdurch erscheint die bisher immer noch sehr unbestimmte Ausdrucksweise wohl etwas gefördert, ohne dass aber bereits völlige Klarheit in die Beschreibung der so unbeständigen und wechselvollen Wolkenformen gekommen wäre. Vorzugsweise ist noch der Umstand zu berücksichtigen, dass eine und dieselbe Wolke von zwei Beobachtern verschiedenen Standpunktes ganz gut in zwei ganz verschiedene Wolkenformen gestellt werden könnte. Wir begnügen uns daher für's erste noch mit der angegebenen Howard'schen Bezeichnung*).

Die an Bergen und auf andere Weise gemessene Höhe der Wolken ist sehr verschieden. Noch in 38000′ Höhe beobachtete Pouillet leichte Federwolken; schon in 3000—10000′ fand Kämtz dichte Haufenwolken, und häufig sinken dieselben noch tiefer, selbst bis auf 1000′ und darunter.

Entstehung der Wolken. Die Wolken bilden sich, wenn die Luft mehr Feuchtigkeit enthält, als sie bei ihrer Temperatur aufgelöst enthalten kann. Eine solche Uebersättigung mit Dampf kann auf verschiedene Weise stattfinden, indem entweder die Temperatur der Luft sich erniedrigt, oder indem verschieden warme Luftschichten sich mischen.

Wolkenbildung durch Abkühlung. Die erwärmte Luft kann auf verschiedene Weise unter den Thaupunkt erkalten. Die Berührung mit dem festen erkalteten Erdboden gibt zu den vorher (Seite 119—121) betrachteten Niederschlägen Anlass. Die Erhebung der Luft vom Erdboden in höhere Schichten der Atmosphäre, der aufsteigende Luftstrom, ist stets von einem Abkühlen der emporgehobenen Luft- und Dampftheilchen begleitet. Die Verminderung des Luftdruckes und daraus folgende Volumvermehrung ist es vorzüglich, welche die Luft erkältet und so Anlass zur Wolkenbildung gibt. Zugleich ist es aber auch die Mischung der aufsteigenden Luft mit der kalten Luft in der Höhe der Atmosphäre. Diese Wolken des aufsteigenden Luftstromes sind meist Haufwolken. Sie bilden sich in den Tropen zu

*) Bezüglich des Näheren hierüber verweisen wir auf eine Mittheilung von Fritsch in Jelinek's Zeitschrift für Meteorologie. VI. Band, S. 321.

jeder Jahreszeit, in unseren Breiten im Sommer. Je mehr mit der steigenden Erwärmung Vormittags der aufsteigende Luftstrom sich entwickelt, um so mehr häufen sich die Wolken, am Nachmittag können sie bis zu allgemeiner Bedeckung des Himmels sich steigern, doch Abends, wenn das Emporkommen feuchtwarmer Luft aufhört, verschwinden sie auch oft völlig wieder. Auf diese Art der Wolkenbildung ist von besonderem Einfluss die Erwärmungsfähigkeit des Bodens und die von demselben ausgesendete Dampfmenge. Ueber den Inseln schweben daher oft am Tage Haufen von Wolken, selbst über den niedrigen Koralleninseln der Südsee, ohne durch den Passatwind in ihrem Entstehen gestört zu werden. Zu dieser Art von Wolkenbildung, die immer von localer Entstehung ist, auch wenn sie — mit oder ohne Gewitterbildung — über weite Strecken verbreitet auftreten kann, gehört auch die Wolkenbildung über thätigen Vulkanen, über den brennenden Prairien und heftigen Feuersbrünsten*); selbst über ausgedehnteren Waldungen lassen sich derartige Wolkenbildungen beobachten.

Eine Luftströmung kann auch durch die Gestaltung des Bodens veranlasst werden sich zu erheben. An Gebirgen muss eine solche Erhebung der Luft bis zum Gipfel von einer starken Abkühlung begleitet sein, da ja, abgesehen von der mit der Höhe zunehmenden Wärmecapacität der Luft, auch die isolirten Höhen durch ihre ungehinderte Ausstrahlung eine niedrige Temperatur haben. Wo der warme Wind die kalten Höhen berührt, werden Wolken entstehen, welche aber auf der entgegengesetzten Seite sich wieder durch Hinabsinken in die wärmere Tiefe in unsichtbaren Dampf auflösen, so dass nur die Berggipfel eine Nebelkappe behalten.

Sodann können feuchtwarme Winde aus den niederen in höhere Breiten übergehen und dort durch Berührung mit der kühlen Erde unter dem Thaupunkt erhalten. Diese äquatorialen Luftströme werden zuerst den im Früheren erwähnten Beschlag erzeugen, der von einem immer dichter werdenden Nebel begleitet und endlich von reichlichem Niederschlag gefolgt sein kann.

W o l k e n b i l d u n g d u r c h M i s c h u n g v e r s c h i e d e n e r w ä r m t e r L u f t s c h i c h t e n. Die allgemeinste Ursache zur Bildung von Nebel, Wolken und Niederschlägen sind das Zusammentreffen ungleich erwärmter Luftströmungen. Wenn zwei solche Strömungen, die nahezu mit Feuchtigkeit gesättigt sind, zusammentreffen, muss stets eine Ausscheidung, Wolkenbildung oder selbst ein Niederschlag erfolgen. Es ergibt sich das bei unmittelbarer Betrachtung der Dampfspannung verschieden warmer Luft.

*) Siehe Hann, die Entstehung der Gewitter im Zusammenhang mit der Witterung. Seite 13.

Nehmen wir an, eine 20^0 und eine 10^0 warme Luftschicht mischen sich, wodurch bei der Annahme gleicher Mengen eine Mischung von 15^0 Wärme entstehen muss. Den beiden Temperaturen von 20^0 und 10^0 entspricht eine Dampfspannung von 10·40''' und 4·75''', so dass der Mischung ein Dampfgehalt von 7·58''' entsprechen würde. Da aber bei 15^0 der Dampfdruck nur 7·10''' beträgt, so muss der Ueberschuss von 0·48''' in flüssige Form übergehen und dadurch sichtbar werden.

Bei grösseren Temperaturdifferenzen werden natürlich auffallend grössere Dunstmassen niedergeschlagen.

Selbst in beschränkteren Verhältnissen hat man durch Mischung verschieden warmer Luftschichten Niederschläge sich bilden sehen; so entsteht Schnee, wenn in strenger Winterkälte sehr dunstreiche Locale geöffnet werden.

Im Grossen gehört hierher die Bildung von Wolken und Niederschlägen durch die Mischung polarer und äquatorialer Luftströmungen, insofern die ersteren kühl, die anderen warm und daneben mit Dunst nahezu gesättigt sind. Da der Aequatorialstrom in der Höhe zuerst eintritt, so fängt mit seinem Beginn die Wolkenbildung in der Höhe mit Entstehung von Lämmerwolken an, die sich mit dem weiteren Vordringen des Südwindes in tiefere Luftschichten zu langen Streifen oder Cirrostratus ausdehnen. Ehe diese noch deutlich erkennbar sind, macht sich ihr Dasein schon durch Bildung von Sonnen- und Mondhöfen bemerklich. Diese zeigen daher den Umschlag der polaren in die äquatoriale Windrichtung an.

Wenn umgekehrt der trockenkalte Polarwind den Aequatorialstrom verdrängt, schiebt er sich unter denselben und bewirkt plötzliches Entstehen dicker Haufwolken, die sich allmälig heben, als Cumulostratus immer dünner werden und endlich, wenn der Aequatorial ganz verdrängt ist, verschwinden.

In ähnlicher Weise können auch kalte Luftströmungen in der über erwärmtem Lande schwebenden in Ruhe befindlichen Atmosphäre Niederschläge erzeugen, besonders wenn die Erwärmung des Landes so stark ist, dass sie ausreicht, die darüber befindliche Atmosphäre noch einige Zeit mit Wärme und Feuchtigkeit zu versehen.

Die am Tage erwärmte Erde wirkt gegen Abend oft noch längere Zeit erwärmend auf die zunächst sie berührende Luft und theilt ihr zugleich eine dieser Wärme entsprechende Feuchtigkeitsmenge mit, welche sich alsbald zu Nebel verdichtet, wenn sie mit der kalten, von den Höhen herabsinkenden Luft in Berührung kommt. Daher oft die Nebel auf Wiesen und Flüssen am Abend.

Von mehr allgemeiner Verbreitung ist die Abkühlung durch die polaren Winde und die daraus veranlassten Nebel im Herbste, wo noch die warme Erde der Luft Feuchtigkeit zusendet, welche emporsteigend sogleich wieder zu Wolken und Nebel sich verdichtet. Erstere entstehen bei noch grösserer

Wärme der Erde, welche auf die Atmosphäre in grösserer Höhe erwärmend wirken kann, letztere, wenn schon die Abkühlung weiter vorgeschritten ist.

Bedeckung des Himmels.

Besondere Wichtigkeit für die meteorologischen Erscheinungen hat die Ausdehnung der Bewölkung über das Himmelsgewölbe. Man pflegt dieselbe mit dem Auge abzuschätzen, und danach 4 oder 10 Grade der Bewölkung anzunehmen, wobei 0 den völlig heiteren Himmel, 4 oder 10 den ganz bedeckten Himmel bezeichnet. Wenn in einzelnen Fällen hierbei auch eine gewisse Willkürlichkeit unvermeidlich ist, und das Erkennen eines Zusammenhanges mit anderen meteorologischen Erscheinungen erst aus langer Beobachtungsreihe und nicht in voller Schärfe erreicht werden kann, so wird doch in allgemeinen Umrissen auf diese Weise manches Gesetz der Beobachtung nicht entgehen.

Die Wichtigkeit der Bewölkung wird u. a. durch die Thatsache beleuchtet, dass nach Berechnungen von Fritsch in Prag die Wärmeschwankungen an wolkenfreien Tagen im Herbst und Winter zweimal, im Frühling und Sommer dreimal so gross sind als an bewölkten.

Der Grad der Bewölkung lässt eine Periode nach den Tages- und Jahreszeiten erkennen und hängt auch von verschiedenen anderen Umständen ab. Wir entnehmen zur Erkennung der täglichen und jährlichen Periode über die Aenderung der Bewölkung in den Tagesstunden und Monaten der Klimatologie von Kreil eine Tabelle, welche den Gang der Bewölkung nach 13jährigen Beobachtungen zu Prag gibt, und zwar nach der 10theiligen Bewölkungs-Scala, die wir auch noch im Folgenden immer benützen.

Aenderung der Bewölkung nach der täglichen und jährlichen Periode zu Prag.

Monate	Mitternacht	2h Morgens	4h Morgens	6h Morgens	8h Morgens	10h Morgens	Mittag	2h Nachmittags	4h Nachmittags	6h Nachmittags	8h Nachmittags	10h Nachmittags	Mittel
December .	7·95	8·26	7·75	7·15	7·25	7·12	7·14	7·07	7·46	7·18	7·41	7·23	7·41
Januar . .	7·48	7·26	6·47	7·42	7·55	7·40	7·28	7·32	7·32	7·31	7·51	7·34	7·30
Februar . .	7·04	7·56	8·21	7·81	7·16	6·71	6·57	6·16	6·57	6·61	6·46	6·44	7·02
März . . .	5·47	5·67	6·43	6·38	6·34	6·48	6·28	6·41	6·52	6·42	6·06	5·67	6·18
April . . .	5·06	5·73	5·76	5·60	4·83	5·10	4·70	5·79	5·96	5·74	5·68	4·83	5·40
Mai	5·15	5·17	5·04	5·42	4·54	5·25	5·35	5·52	5·69	5·50	5·58	4·78	5·25
Juni	5·47	5·24	4·88	5·08	5·21	5·44	5·55	5·64	5·53	5·52	5·47	5·00	5·34
Juli	4·90	4·48	4·59	5·10	4·89	5·37	5·75	5·63	5·74	5·36	5·41	4·83	5·12
August . .	4·75	5·62	5·05	4·67	4·31	4·64	5·09	5·34	5·33	4·96	4·89	4·57	4·93
September .	4·93	5·73	4·23	5·86	5·23	5·19	5·43	5·67	5·33	5·00	4·68	4·34	5·13
October . .	6·33	7·00	7·56	7·35	7·14	6·81	7·02	7·06	6·65	6·45	6·01	6·03	6·78
November .	7·24	7·37	6·67	7·88	7·65	7·65	7·53	7·56	7·78	7·64	7·64	7·37	7·58
Winter . .	7·49	7·69	7·48	7·46	7·32	7·08	7·00	6·88	7·12	7·03	7·13	7·00	7·22
Frühling . .	5·23	5·52	5·74	5·80	5·24	5·61	5·44	5·91	6·06	5·89	5·77	5·09	5·61
Sommer . .	5·04	5·11	4·84	4·95	4·80	5·15	5·46	5·54	5·53	5·28	5·26	4·80	5·15
Herbst . . .	6·17	6·70	6·15	7·03	6·67	6·55	6·66	6·76	6·59	6·36	6·11	5·91	6·47
Jahr	5·98	6·26	6·05	6·31	6·01	6·10	6·14	6·26	6·32	6·14	6·07	5·70	6·12

Wir erkennen deutlich daraus die beiden Perioden. In der täglichen Periode sehen wir 2 Maxima und 2 Minima. Das erste Maximum in den Morgenstunden ist von der Abkühlung durch nächtliche Ausstrahlung bedingt. Am auffallendsten zeigt sich dieses Maximum in den Herbstnebeln, die gegen Morgen auftreten.

Durch die steigende Wärme des Morgens werden die Wolken und Nebel wieder zerstreut, so dass 2—3 Stunden nach Sonnenaufgang (im Herbst und Winter später) ein Minimum eintritt.

Der aufsteigende Luftstrom führt bis Mittag eine solche Menge Dunst in die Höhe, dass in den Nachmittagsstunden ein zweites Maximum eintritt (etwa 10 Stunden nach Sonnenaufgang).

Der sinkende Luftstrom gegen Abend führt wieder ein Minimum herbei, was im Winter nur sehr unbedeutend ist.

Auch im Jahre tritt eine doppelte Abwechslung ein. Das Hauptmaximum fällt in die erste Hälfte des December, das zweite Ende Juni, die Minima fallen in August und Mai.

Der Gang der Bewölkung ist aber nicht überall derselbe.

In den Tropen entspricht die tägliche Periode derjenigen unseres Sommers. Oft ist der Himmel bei Auf- und Untergang der Sonne völlig klar, die Bewölkung entsteht und vergeht im Laufe des Tages.

In den Polargegenden hat die tägliche Periode einen unserem Januar ähnlichen Verlauf.

Die jährliche Periode in den Tropen hängt vom Stande der Sonne unmittelbar ab. Wo die Sonne am höchsten steht, ist die Bewölkung am dichtesten, weil der aufsteigende Luftstrom am stärksten ist; beim niedrigsten Sonnenstande ist der Himmel meist klar.

In den Polargegenden ist der Himmel bei weitem mehr getrübt als in niederen Breiten, vorzugsweise aber findet Bildung von Wolken und Nebel im Spätsommer und Herbst statt. Wenn auch Abends der Himmel oft klar ist, wird Morgens dichter Nebel zu finden sein.

Sowie die geographische Breite, so ist auch die Meereshöhe nicht ohne Einfluss auf die Bewölkung. Auch hier ist, wie bei der Wärme, auf weit ausgedehnten Hochebenen ein Einfluss weniger bemerkbar als bei vereinzelten Berggipfeln und Gebirgen. Schon lange, ehe in der Ebene ein Witterungswechsel eintritt, werden oft die Berggipfel in Wolken gehüllt und erscheinen somit als Wetterpropheten, die um so sicherer sind, als sie eigentlich nichts Zukünftiges vorhersagen, sondern die schon gegenwärtige Erscheinung zeigen, die aber vorerst nur in den oberen Luftschichten Platz gegriffen hat, nämlich das Eintreten warmer feuchter Winde, die leicht Regen bringen können.

Ebenso hängt die Bewölkung von der continentalen oder maritimen Lage eines Ortes ab. Die trockene Luft der Wüsten ist zur Wolkenbildung weit weniger geeignet, als die feuchte Luft der Küsten.

Für die Beurtheilung des Klima's nicht unwichtig erscheint uns der Nachweis, wie oft im Jahre Tage mit Nebel, Tage mit vollkommen heiterem oder bedecktem Himmel eintreten. Hierüber ist es indessen schwierig, statistische Nachweise zu erhalten. Bei den Angaben über die Häufigkeit der Nebel herrscht in den Beobachtungsjournalen oft Unklarheit, da manche Beobachter nur die völlige Bedeckung einer Gegend durch Nebel, andere aber auch partielle Nebel über einem Flusse, Wald oder in Thälern verzeichnen. Trotzdem versuchen wir in folgender Tabelle eine kurze Uebersicht über die Vertheilung der Nebel im Jahre an verschiedenen Orten zu geben.

Zahl der Nebeltage.

Monate	London	Hamburg	München	Tegernsee	St. Gotthard	Kremsmünster	Wien	Oberschützen	Prag	Leutschau	Moskau
December . .	4·8	6·1	7·9	14·3	20·7	8·9	12·0	7·0	9·7	5·5	1·2
Januar . . .	5·0	7·4	7·4	11·2	18·5	7·2	12·2	4·0	11·3	5·2	1·9
Februar . . .	3·9	5·6	3·2	10·9	18·5	3·1	9·6	2·8	10·3	3·1	0·9
März	3·1	5·1	3·5	13·8	22·9	3·7	6·8	2·0	7·3	1·6	2·4
April	1·6	3·6	1·7	10·6	23·7	1·7	2·8	0·5	4·2	1·2	1·2
Mai	0·4	1·9	0·7	9·8	24·2	1·3	1·4	0·6	2·6	1·1	0·2
Juni	0·2	2·0	1·2	8·4	25·7	0·9	0·8	0·2	2·3	1·3	0·7
Juli	0·0	2·1	1·2	9·7	27·7	0·9	0·8	0·1	2·3	2·2	0·7
August . . .	1·0	2·9	1·5	10·4	25·8	0·8	1·8	1·0	3·1	2·4	1·7
September . .	2·5	6·7	2·0	8·8	25·6	3·5	5·5	3·1	6·6	1·4	2·3
October . . .	5·8	6·0	7·5	13·9	23·3	9·4	10·2	5·2	10·7	3·9	3·1
November . .	5·5	6·1	9·3	12·8	20·9	8·8	11·4	5·0	10·7	4·4	1·9
Jahr	33·8	52·3	47·1	134·6	277·5	51·3	75·3	31·5	81·1	33·9	18·0

Aus dieser Tabelle ergibt sich vorzugsweise die Zunahme der Nebel mit der Erhebung im Gebirge, sowie sie die jährliche Periode erkennen lässt, auf welche bereits im Früheren hingewiesen wurde. Einige speciellere Verhältnisse werden wir bei der Betrachtung einzelner Klimate behandeln.

Weniger leicht ist es, eine Uebersicht über das Verhältniss der Tage zu geben, an denen der Himmel heiter (Bewölkung 0 bis 1 im Mittel) oder völlig bewölkt (Bewölkung 9 und 10) erscheint. Von einigen Orten (in Ungarn), über die wir Daten finden, geben wir dieselben an:

Tage mit vollkommen heiterem Himmel.

Monate	Leutschau 13 Jahre	Oberschützen 11 Jahre	Presburg 10 Jahre
December . .	5	3	3
Januar . . .	5	3	4
Februar . . .	5	3	4
März	5	2	6
April	6	3	7
Mai	5	3	5
Juni	4	1	5
Juli	6	2	8
August . . .	7	4	9
September . .	8	5	8
October . . .	8	4	8
November . .	5	2	2
Jahr	69	35	69

Tage mit vollkommen bedecktem Himmel.

Monate	Leutschau 13 Jahre	Oberschützen 11 Jahre	Presburg 10 Jahre
December . .	13	14	16
Januar . . .	12	12	15
Februar . . .	8	7	10
März	10	9	10
April	6	5	5
Mai	5	5	7
Juni	5	5	4
Juli	4	4	4
August . . .	4	4	3
September . .	5	4	4
October . . .	6	8	7
November . .	11	13	14
Jahr	89	90	99

Von den Ursachen, welche den Grad der Bewölkung bedingen, bleibt nur noch die Windrichtung zu besprechen. Dieser Einfluss hängt natürlich von der Beschaffenheit der Länder ab, über welche der Wind streicht; er wird daher sehr verschiedenartig ausfallen können. Für Wien finden wir Aufklärung über den Einfluss der Windrichtung auf die Bewölkung in dem schon erwähnten Schriftchen von Hann.

Nephische Windrose für Wien (nach der 10theiligen Bewölkungs-Scala).

Monate	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.
December	7·0	7·5	6·6	7·6	7·0	7·4	6·7	7·6
Januar	7·7	8·3	8·4	7·9	7·0	7·3	6·6	7·3
Februar	7·7	6·5	3·9	5·9	7·1	6·0	6·3	6·7
März	6·8	5·7	6·5	4·9	5·3	5·7	6·4	6·4
April	5·9	4·5	5·5	3·8	4·0	4·8	6·0	5·9
Mai	6·1	5·1	4·9	4·0	2·9	4·5	5·6	6·1
Juni	5·6	3·8	0·0	3·0	3·7	4·0	6·4	5·8
Juli	4·5	2·8	5·0	2·7	2·3	4·1	5·2	5·5
August	3·4	1·1	2·6	1·9	2·0	5·0	5·2	5·4
September	4·5	4·4	1·9	3·5	3·2	4·5	5·0	5·3
October	5·5	6·5	4·7	3·4	3·8	6·5	6·7	6·5
November	8·2	7·6	7·2	8·4	8·0	6·8	6·6	7·3
Winter	7·5	7·4	6·3	7·1	7·0	6·9	6·5	7·2
Frühling	6·3	5·1	5·6	4·2	4·1	5·0	6·0	6·5
Sommer	4·5	2·6	2·5	2·5	3·7	4·3	5·6	5·5
Herbst	6·1	6·2	4·6	5·1	5·0	5·9	6·1	6·4
Jahr	6·1	5·3	4·8	4·7	4·7	5·5	6·0	6·4

Vergleicht man diese Tabelle mit derjenigen, die wir auf Seite 117 über die Feuchtigkeit mitgetheilt haben, so sehen wir beide nicht parallel gehen, da die Bewölkung mehr von den obern Luftschichten, die Feuchtigkeit von den untern abhängig ist. Auffallend ist im Winter die Heiterkeit bei Westwinden. Im Frühling bringen die südlichen und östlichen Winde heiteren Himmel, während die Westwinde trüben Himmel mit sich führen. Im Durchschnitt des ganzen Jahres zeigen sich die Nordwestwinde als die wolkenbringenden, die Südwinde als diejenigen, welche das Gewölke wieder zerstreuen.

Die Verhältnisse an anderen Orten sind mitunter ähnlich, oft auch anderer Art. Die Polarströmung der Luft heitert gewöhnlich den Himmel auf, Aequatorialströmung bringt Trübung. Diess zeigt sich selbst in den Tropen, wo die Passate als letzter Verlauf des Polarstromes selten Wolken führen und zwischen sich eine Zone reichlicher Bewölkung, die mit dem Stande der Sonne wechselnde Zone der Calmen, einschliessen.

Einfluss des Mondes auf die Bewölkung.

Der Einfluss der Mondphasen auf die Bewölkung wird gewöhnlich überschätzt. Weil ein heiterer Himmel bei Vollmond mehr zur Beobachtung kommt, hört man von einer die Wolken vertreibenden Kraft des Vollmondes sprechen. Eine besondere Klarheit des Himmels zur Zeit des Vollmondes lässt sich aber aus dem Mittel vieljähriger Beobachtungen nicht nachweisen. Zu Augsburg zeigen sich bei Vollmond am wenigsten helle Tage (42 von 100), am meisten beim letzten Viertel (77 %). Aehnlich ist es in Karlsruhe; die Jahreszeiten weichen jedoch so sehr von dem allgemeinen Mittel ab, dass die Regel zweifelhaft bleibt.

Einfluss der Mondesphasen auf die Bewölkung zu Karlsruhe.

	Unter 100 Tagen		
	heiter	halbheiter	bedeckt
Neumond	32	46	22
Erstes Viertel	31	45	24
Vollmond	29	47	24
Letztes Viertel	33	44	23

3. Regen und Schnee.

Durch fortschreitende weitere Zunahme der Abkühlung bei gleichem Wassergehalte oder durch Zuströmen von mehr Wassergas selbst bei gleichbleibender Temperatur werden die Dunstbläschen und Eisnadeln der

Wolken und Nebel grösser, sie vereinigen sich durch Aneinanderhängen und werden nicht mehr beim Hinabsinken in untere warme Luftschichten in Dunst verwandelt. Im Gegentheil, es vergrössern sich die kalten Theilchen der Wolken oft noch ansehnlich, indem sich die Dunsttheilchen der durchfallenen Luftschicht an ihnen niederschlagen. Je nach der Temperatur der Luft erreichen die Wassertheilchen in festem oder flüssigem Zustand, als Schnee oder Regen, mitunter in beiden Formen zugleich, den Boden.

Auch ohne sich zu eigentlichem Regen zu gestalten, kann eine Wolke stark befeuchtend auf die Erde wirken, indem dieselbe sich als Nebel nahe zur Erde herabsenkt und die Nebeltheilchen mehr und mehr den Boden nässen. Das Nebelreissen oder Nebelrieseln ist ein starker Nebel, der auf angegebene Weise in Regen übergehen kann. Es stellt diese Erscheinung den Regen mit kleinsten Tropfen dar. Ist die Wolke hoch, so kann es vorkommen, dass die Tropfen wieder verdampft werden, ehe sie auf den Erdboden gelangen. Andererseits aber, wenn die untere Luft sehr feucht ist, können sich die Regentropfen fortwährend vergrössern und mit bedeutender Kraft auf dem Boden aufschlagen. Solche Platzregen sind in den Tropen gewöhnlich, bei uns nur im Sommer häufig, während die feinen Staubregen vorzugsweise in der kühleren Jahreszeit auftreten. In vielen Fällen kann man nicht sagen, dass der Regen aus einer bestimmten Wolke komme; es schlägt sich der Dampfgehalt aus der ganzen Atmosphäre von der Höhe bis zur Erdoberfläche nieder. Vom Schnee gilt dasselbe wie vom Regen; auch er fällt mitunter in der Höhe reichlicher, öfter aber auch in der Tiefe.

Ist die Ursache des Regens eine Abkühlung der Luft, so übertragen die Regentropfen diese Abkühlung auch auf die niederen Luftschichten und den Erdboden. Vermehrt wird dieselbe durch die Wärmebindung in Folge der Verdunstung des niedergefallenen Wassers oder des Schneeschmelzens. Mit Regen ist dann eine Abkühlung verbunden. Wenn hingegen eine warme Luftströmung durch Eindringen an Stelle einer früheren kalten den Regen brachte, kann man dem Regen auch eine erwärmende Wirkung zuschreiben.

Nach der Verbreitung des Regens auf grössere oder geringere Landstrecken hin unterscheidet man Landregen und Strichregen; zu den letzteren gehören auch die mit elektrischen Erscheinungen verbundenen Gewitterregen.

Die Messung des Regens pflegt man in der Weise vorzunehmen, dass die Höhe in Pariser Linien oder Zollen angegeben wird, bis zu welcher der gefallene Regen bei gleichmässiger Bedeckung auf der horizontal gedachten Erdoberfläche stehen würde, wenn nicht Verdunstung, Abfluss und Einsickern in den Boden ihn wieder entfernen würde.

Für Schnee kann man diese Bestimmung nicht so ohne weiteres wählen, da derselbe bei gleicher Menge durch verschieden lockere Beschaffenheit sehr verschiedene Höhe erreichen kann. Man schmelzt ihn daher und bestimmt seine Menge nach der Höhe, die er in geschmolzenem Zustand erreicht.

Die Stärke des Regens ist bekanntlich eine sehr verschiedene. Um darüber eine annähernde Vorstellung zu geben, bemerkt Dove, dass bei uns der stärkste Sommerregen in 24 Stunden kaum 12‴ Höhe erreicht. Bei 2—3″ Regenhöhe treten schon die Flüsse aus. Die Stärke der Regenfälle ist im Sommer bedeutender als im Winter. Auch die stärksten Schneefälle sind in Bezug auf die gefallene Wassermenge nicht so beträchtlich, da 1′ Schneehöhe etwa = 1″ Regenhöhe entspricht.

Unter den Tropen sind die Regenmassen beträchtlicher. Nur ausnahmsweise kommen in unseren Breiten grössere Regenmengen vor. Als Beispiele von ausserordentlichen Regenmassen wollen wir folgende anführen:

Am 26. Juli wurde zu Catskil am Hudson in New-York in 7½ Stunden eine Regenmenge von 18″ Höhe gemessen.

Am 20. Mai	1827	zu Genf	in 3 Stunden	6″
„ 17. August	1858	„ Ragusa		96·5‴
„ 13. September	1854	„ Raibl		77‴

Um einen Begriff davon zu geben, wie selten in unseren Breiten grössere Regenfälle sind, hat Fritsch für österreichische Orte untersucht, wie viele Jahre vergehen müssen, ehe ein Regenfall über 30‴ Höhe in 24 Stunden erreicht. Er fand

für Wien und Brünn	17 Jahre
„ Pilsen	16 „
„ Hermannstadt	14 „
„ Cilli	13 „
„ Kremsmünster, Schässburg, Venedig	8·5 „
„ Bludenz, Bozen, Gran	8 „
„ Neusohl, Teschen	7 „
Biala, Pančova, Rosenau	6 Jahre
Klagenfurt	5·7 „
Mailand, Agram, Fünfkirchen, Kronstadt, Lesina	5 „
Trient, Aussee	4·5 „
Laibach, St. Jacob, St. Peter	2·5 „
Triest	1·9 „
Valona	0·8 „
Stubenbach (Böhmerwald)	0·4 „

Die Alpenstationen zeigen die häufigsten starken Regen.

Neben der Regenmenge ist zur Beurtheilung der Klimate wichtig die Zahl der Tage, auf welche sich die Regen- oder Schneemenge vertheilt, da kleinere Regenfälle durch schnellere Verdunstung selten der Vegetation so zu gute kommen wie langanhaltende Regen, welche tief in die Erde eindringen können. (Siehe S. 142.)

Die Regenhöhe vertheilt sich sehr ungleich auf die verschiedenen Jahreszeiten und auf Orte verschiedener geographischer Lage und Meereshöhe, sie ist selbst an ein und demselben Orte verschieden nach der Höhe über dem Erdboden, wo die Messungen stattfinden.

Regenmenge in verschiedenen Höhen über dem Boden.

Es wurde bereits erwähnt, dass die Höhe des Auffanggefässes über dem Erdboden Einfluss auf die gemessene Regenmenge habe. Dieser Einfluss zeigt sich im Winter grösser als im Sommer, da in der kalten Jahreszeit die Luft sich nahe dem Sättigungspunkte befindet, also die kühlen Niederschläge durch weiter verdichtete Dampfmengen in den unteren Luftschichteu sich vermehren. Im Sommer findet wohl dieselbe Erscheinung statt, indessen können die grossen, rasch fallenden Tropfen sich nicht in gleichem Masse vergrössern. In einzelnen Fällen kann aber auch durch Verdunstung der fallenden Tropfen eine Verminderung der Regenmenge beim Herabfallen stattfinden. Diese Erscheinung muss häufiger im Sommer auftreten, wo die Luft relativ trockener ist. In den Monatmitteln des Winters wird daher das Verhältniss der gemessenen Regenmengen verschiedener Höhen weiter von einander abweichen als im Sommer, wie sich auch aus der folgenden Reihe von Beobachtungen auf der Pariser Sternwarte ergibt.

Regenhöhe in Paris, 91' Unterschied der Höhe.

Sternwarte	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Septemb.	October	Novemb.	Decemb.	Jahr
Hof . . .	17·9	18·2	17·5	20·0	24·5	23·6	22·3	22·4	26·3	21·3	24·2	18·4	255·6
Terasse	14·9	15·2	14·7	17·3	22·2	21·9	20·8	20·5	23·9	18 1	20·4	15·4	224·9
Verhältniss	0·831	0·833	0·847	0·866	0·904	0·928	0·935	0·917	0·911	0·849	0·846	0·840	0·880

Regenmenge in verschiedenen Meereshöhen.

Schon die Beobachtung, dass höhere Berggipfel so häufig in Wolken gehüllt erscheinen, und Gebirgsreisende oft lange auf einen regenfreien Tag warten müssen, lässt schliessen, dass die Niederschläge im Gebirge weit häufiger sein müssen als in der Ebene. Nun sind zwar die Niederschläge in der Höhe meist weniger intensiv als in der Tiefe, wie aus dem vorigen schon sich erklärt; die weit längere Dauer derselben aber und die grössere Anzahl der Regentage macht die jährliche Summe des Niederschlages im Gebirge grösser, so dass eine doppelte, ja 3 bis 4mal so

starke Regenmenge beobachtet werden kann, als in der Ebene der Fall ist.

Nach Thomson ist die jährliche Regenmenge in Glasgow 23″, während sie in dem 466′ höher im Gebirge gelegenen Corbeth 42″ beträgt. Schübler fand 26″ in Tübingen, in Göbingen 1400′ höher auf der Alp 38″. In Genf beobachtete man im Mittel aus den Jahren 1826 bis 1835 28·2″, auf dem St. Bernhard 51·5″.

Diese Verhältnisse gelten nicht auch für allgemeine Erhebung des Bodens und sind selbst für verschiedene Seiten des Gebirges oft verschieden. Die Feuchtigkeit, welche ein warmer Wind mit sich bringt, wird nämlich am reichlichsten schon bei der ersten Berührung desselben mit den kalten Höhen niedergeschlagen und der dadurch wasserärmer gewordene Wind kann beim Weiterstreichen über eine Hochebene oder auf der dem Winde abwärts gewendeten Seite des Gebirges nicht mehr in gleich kräftiger Weise befeuchtend wirken.

Einfluss der geographischen Lage auf die Regenmenge.

Die Entstehung des Regens durch Mischung verschieden warmer Luftströmungen, welche dabei einen Theil ihres Gehaltes an Wasserdampf abgeben müssen, gibt einen Anhaltspunkt zur Beurtheilung der Regenmengen, wie sie in verschiedenen Klimaten fallen müssen. Die Luft der Tropen bei ihrem hohen Dunstdruck wird weit reichlichere Niederschläge erzeugen, als die Atmosphäre höherer Breiten. Wahrhaft sindfluthartige Regengüsse beobachtet man zwischen den Wendekreisen; der Regen scheint nicht mehr in Tropfen zu fallen, sondern in Wasserfäden, wie ein englischer Officier sich ausdrückt. Mehr als andere meteorologische Elemente wird aber die Regenmenge noch durch die Entfernung eines Ortes vom Meere beeinflusst. Wenn daher auch die Regenfälle unter den Tropen die heftigsten sind und eine grosse Summe des jährlichen Niederschlages zur Folge haben, so gibt es doch auch in höheren Breiten Orte, deren Lage an der Küste, ausgesetzt den feuchtwarmen Seewinden, so häufige Regenfälle bedingt, dass die jährliche Menge des Niederschlages diejenige vieler tropischen Orte übertrifft. Und umgekehrt gibt es auch Orte der heissen Zone, an welchen die Eigenthümlichkeit des Landes, Windrichtung u. a. Einflüsse in vielen Jahren, ja in Jahrhunderten keinen Regenfall zulassen. Ohne weitere Erläuterung wird man in der nachfolgenden kleinen Zusammenstellung das Gesagte herausfinden können.

Jährliche Regenmenge.

Ort	Geogr. Breite	Länge	Wiener Fuss Seehöhe	Par. Zoll Regenmenge
Melbourne	—37° 49′	142°	115	23
St. Benoit (Isle de Bourbon)	20 51	55 30′	—	150
Funchal (Madeira)	32 38	— 16 56	80	26
Mauritius	—20 6	55 7	—	30
Madras	13 4	80 19	—	46
Mahabuleshwar	17 59	73 30	4500	238
Calcutta	22 38	88 20	—	64
Sattarah (Dekhan)	17 24	91 42	2320	283
Rio-Janeiro	—22 24	— 43 16	—	50
Paramaribo	5 45	— 55 13	—	134
Socorro in Neu-Mexiko . .	34	— 89	7495	7
Vera-Cruz	19 12	— 96 9	—	171
Fort Yuma in Californien .	33	— 95	120	2.9
Sitcha	57 3	117 38	20	84
Lissabon	38 42	— 9 9	—	25
London	51 30	— 0 5	—	18
Bergen	60 24	5 18	—	83
Stockholm	59 21	18 4	128	18
Wien	48 13	16 23	615	17
Laibach	46 34	32 12	938	67
Sahara	13—30	3—30		
Gobi	40—45	110—130		
Iran	30—35	70—80		

Zeitliche Vertheilung der Regenmenge.

Mehr als bei anderen meteorologischen Elementen findet bei der Regenhöhe Ungleichförmigkeit statt. Die Jahressummen selbst, weit mehr aber noch die Regenmengen der Monate differiren soweit von einander, dass längere Beobachtungsreihen erst die Mittelwerthe festsetzen lassen.

Auch die Zahl der Regentage ist eine sehr ungleiche in den verschiedenen Jahren und Monaten.

Einige Beispiele für solche Verschiedenheiten wollen wir anführen.

In Wien beträgt die mittlere Regenhöhe 250‴, die mittlere Zahl der Regentage 143.

Als grösste jährliche Regenmenge finden wir 1853 die Summe von 306‴, als kleinste 1858 die Summe von 141‴.

Die grösste Zahl der Regentage wurde 1858 gezählt mit 182, während die kleinste Zahl im Jahre 1861 nur 119 betrug.

Auffallenderen Verschiedenheiten begegnen wir noch an anderen Orten. Es wechseln trockene mit nassen Jahren meist gemeinsam für die Beobachtungsorte auf weiten Strecken der Erdoberfläche. Noch häufiger ist der Wechsel trockener und regnerischer Monate. Während im März 1854 zu Pressburg 1·10‴ Regenhöhe gemessen wurde, fielen 1859 im März 48·63‴; im Mittel zeigt der März daselbst 20‴ Regenhöhe.

Trotz solcher Anomalien ergibt sich doch ein allgemeines Gesetz für die jährliche Vertheilung der Niederschläge aus der Vergleichung mehrerer Jahre, jedoch ist es wegen der Ungleichheiten nicht immer möglich, kleinere Zeitabschnitte als Monate in Vergleichung zu ziehen.

Der jährliche Gang der Regenmenge ist in den verschiedenen Zonen sehr verschieden. In den Tropen steigt die Regenmenge mit dem Stande der Sonne. Da diese Regenfälle durch den aufsteigenden Luftstrom bedingt werden, werden sie beim höchsten Stande der Sonne so häufig, dass sie täglich wiederkehren und fast so lange anhalten, als die Sonne über dem Horizont sich befindet. Nur Nachts hört der Regen meist auf. So dauert die Regenzeit mehrere Monate fort und wird von einer völlig regenlosen Jahreszeit abgelöst. Sie umfasst einen breiten Gürtel der Erde in den Tropen, wo die Sonne am höchsten steht, eine Region, wo seitliche Luftströmungen während dieser Zeit fehlen, also völlige Windstille herrscht. Wo die Sonne zweimal im Jahre senkrecht steht, unterscheidet man 2 Regenzeiten, so in Java ($+ 7^0$ südl. Br.), Guiana (5^0 n. Br.), Panama (8^0 n. Br.). Dieselben sind meist verschieden an Dauer und rücken mit der Entfernung vom Aequator einander näher, bis sie an den Wendekreisen in eine einzige zusammenfallen (Sierra Leone 8^0 n., Mauritius 21^0 s. Br.). Locale Aenderungen werden durch verschiedenartige Luftströmungen bedingt, so in der Region der Monsuns.

Der Regengürtel der Erde am Aequator wechselt also seinen Stand im Laufe des Jahres und ist zu beiden Seiten begrenzt von einer Zone regenfreien Landes, der Region der Passate, welche aus höheren Breiten trockene Luft zuführen und also keinen Regen bringen können. Erst an der Polargrenze der Passate können wieder Regen fallen, wo die in den Calmen erhobene Luft sich wieder herabsenken kann. Diess geschieht auf der Seite des Aequators, wo die Sonne ihren tiefsten Stand hat, im Winter der betreffenden Erdhälfte. Man nennt diese Region die der subtropischen Regenfälle (Algier, Gibraltar).

Weiter vom Aequator entfernt, tritt mit dem höheren Sonnenstande die Wirkung des äquatorialen Stromes später ein. Das Maximum der Regenmenge erscheint im Frühling. Gleicherweise tritt aber an denselben Orten auch ein zweites Maximum im Herbste ein, wo der während des Sommers herrschende Aequatorialstrom mit dem Rückkehren der Sonne nach Süden durch den Polarstrom allmälig verdrängt wird. Daher zeigen Rom, Florenz, Marseille, überhaupt Südeuropa zwei Maxima, welche sich weiter nördlich immer mehr gegen den Sommer zu nähern. Schon Paris zeigt nahezu ein Maximum von Mai bis August, mehr noch die Stationen im Osten, z. B. Wien und sehr auffallend Nertschinsk. Hier also ist das Maximum der Regenmenge zur Zeit des höchsten Sonnenstandes,

gerade so wie in den Tropen, nur ist in den gemässigten Klimaten der Regen über das ganze Jahr vertheilt, während in den Tropen ausserhalb der Regenzeit gar kein Niederschlag fällt.

Regenmenge in Pariser Linien.

Ort	Geogr. Breite	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr	Datum des höchsten Sonnenstandes
Adelaide	—35°	12	7	7	10	21	32	33	33	30	23	19	13	223	22. December
Natal	—30	57	44	50	37	16	11	3	3	13	15	40	52	340	22. „
Mauritius	—21	23	85	73	84	65	6	4	4	10	3	9	1	367	16. Januar u. 26. Nov.
Java	— 7	132	173	178	187	160	144	89	100	104	107	146	126	1646	2. März u. 10. October
Sierra Leone . .	8	13	8	3	13	18	78	114	116	260	224	102	21	971	10. April u. 2. Septb.
Vera Cruz . . .	20	4	57	0	0	6	354	239	672	404	438	90	51	2063	20. Mai und 23. Juli
Algier	37	68	68	59	36	31	20	7	0	2	13	41	60	405	
Rom	41	42	38	25	29	25	26	19	8	11	24	52	46	345	
Florenz	43	52	30	31	35	32	29	23	18	18	40	53	49	410	
Marseille	43	20	16	23	12	19	20	8	4	12	23	38	30	225	
Turin	45	24	29	10	26	51	50	53	42	31	30	40	37	423	
Mailand	45	35	32	24	25	35	42	36	33	35	37	49	47	433	
Triest	46	30	30	27	31	34	45	35	34	39	56	73	51	485	
Besançon	47	32	36	33	39	63	37	38	43	49	30	59	38	497	
Paris	48	18	18	18	17	20	24	24	22	22	26	21	24	244	
Wien	48	17	15	14	19	19	30	29	27	29	18	16	18	251	
Bergen	51	62	61	38	33	41	44	71	92	77	89	70	65	747	
Petersburg . . .	59	10	10	8	14	19	32	25	19	23	15	13	10	199	
Nertschinsk . .	52	2	1	1	3	3	13	34	52	50	25	8	4	196	

In den Tropen ist demnach der Regenfall an bestimmte Jahres- und oft auch an bestimmte Tageszeiten gebunden, wenn man absieht von einzelnen localen Verhältnissen und den Störungen, welche durch heftige Stürme hervorgebracht werden.

In den gemässigten Erdstrichen erkennt man bald die Abhängigkeit des Regens von dem Winde. Wir sahen schon oben den Einfluss des letzteren auf die Bewölkung und die Feuchtigkeit der Luft. Wir entnehmen abermals dem dort citirten Schriftchen von Hann einige Angaben, welche das Verhältniss der Regenmenge zu den verschiedenen Windrichtungen veranschaulichen, und zwar nach folgenden drei Gesichtspunkten:

1. nach der Regenwindrose;

2. nach der Vertheilung der mittleren Niederschlagssumme bei Nacht und Tag;

3. nach der Dauer der Niederschläge.

Gewöhnlich werden die Regenwindrosen derartig aufgestellt, dass man die Anzahl der Regentage angibt, welche jeder Windrichtung entsprechen. Für Wien fand Pilgram auf diese Art:

N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	N.	NW.
14·6	1·4	4	3·8	11·8	1·7	4·5	57·9

Da aber die Winde nicht gleich oft wehen, ist es besser, den Quotienten aus der Häufigkeit einer Windrichtung, dividirt durch die Anzahl seiner Regentage, zu geben. Man erhält sonach für Wien:

N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	N.	NW.
7·5	6·6	10·3	9·9	5·1	4·1	4·2	5

Wenn also zehnmal Ostwind beobachtet wurde, bringt er erst einen Regentag, dagegen ist bei Südwest schon der 4. Tag ein Regentag.

Die folgende Regenwindrose wurde nach den um 2 Uhr gemessenen 24stündigen Regenmengen berechnet. Sie zeigt, dass in Wien bei Nordwest die grösste Regenmenge fällt, und gibt ein ganz gutes Bild über den Regenfall bei den verschiedenen Winden, wenngleich die Perioden für Zählung von Wind und Regen nicht unmittelbar zusammenfallen.

Regenwindrose von Wien. Mittlere Niederschlagssumme in Pariser Linien.

Monate u. Jahreszeiten	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.
December	0·81	0·91	0·26	1·80	0·14	0·16	5·03	5·26
Januar	0·99	0·99	0·61	2·30	0·45	0·10	3·59	4·34
Februar	2·03	0·25	0·14	1·03	0·14	0·45	3·69	3·52
März	0·62	0·49	0·14	0·56	0·63	0·25	4·86	5·23
April	1·49	0·67	0·02	0·10	0·83	1·27	6·21	9·37
Mai	3·41	0·49	0·69	1·80	1·23	1·72	4·06	12·70
Juni	2·50	0·08	0·00	0·05	1·79	0·94	8·10	11·23
Juli	0·95	0·00	0·00	0·25	0·26	0·51	8·14	11·74
August	0·54	0·00	0·03	0·46	0·04	1·50	9·19	8·59
September	1·44	0·45	0·10	0·13	0·00	0·08	5·53	7·12
October	0·55	0·08	0·73	0·56	0·21	0·83	3·68	5·03
November	1·39	0·25	0·72	1·18	0·16	1·28	3·78	3·90
Winter	3·83	1·25	1·01	5·13	0·73	0·71	12·31	13·12
Frühling	5·52	1·65	0·85	2·46	2·69	3·24	15·13	27·30
Sommer	3·99	0·08	0·03	0·76	2·09	2·95	25·43	31·56
Herbst	3·38	0·78	1·55	1·87	0·37	2·19	12·99	16·05
Jahr	16·72	3·76	3·44	10·22	5·88	9·09	65·86	88·03
Auf ein einmaliges Wehen des Windes kommt ein Niederschlag von								
Winter	0·59‴	0·38‴	0·21‴	0·41‴	0·27‴	0·37‴	0·70‴	0·74‴
Frühling	0·96	0·69	0·22	0·22	0·42	0·85	1·20	1·45
Sommer	0·62	0·03	0·05	0·14	0·47	0·53	1·13	1·34
Herbst	0·93	0·36	0·39	0·12	0·00	0·98	0·94	1·08
Jahr	0·77	0·36	0·22	0·22	0·32	0·68	0·95	1·15

Genauer ist die von Hann befolgte Methode, indem er die autographischen Regenaufzeichnungen für sechsstündige Perioden addirte und die Summe dem in der Mitte der Zeit wehenden Winde zuschrieb. Diese Aufzeichnungen geben wohl kein absolutes Mass, da sie wegen der Verdunstung geringere Niederschlagsmengen geben als directe Messung. Zu unserem Zweck genügen sie jedoch, da es uns hier nur auf das Vergleichen der Regensummen verschiedener Zeiten und Winde ankommt.

Regenwindrose von Wien. Nach autographischen Aufzeichnungen 1853—1857. In Pariser Linien.

Monate u. Jahreszeiten	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.	Calmen
December	0·20	0·28	0·09	1·15	0·39	0·46	2·83	1·64	2·86
Januar	0·19	0·56	0·36	0·31	0·77	1·62	3·06	3·29	2·74
Februar	0·49	0·11	0·01	0·47	0·02	0·39	3·06	3·43	3·20
März	0·27	0·14	0·14	1·64	0·42	0·19	0·73	1·24	1·34
April	0·64	0·00	0·15	0·22	0·21	2·43	3·90	2·77	1·83
Mai	0·86	0·01	0·81	1·09	0·94	1·24	4·12	5·64	4·97
Juni	1·73	0·00	0·02	0·03	0·26	0·94	6·83	7·14	9·83
Juli	0·84	0·00	0·00	0·36	0·00	1·39	9·80	8·27	3·96
August	1·57	0·00	0·00	0·12	0·14	0·82	3·80	6·50	8·75
September	0·48	0·00	0·45	0·10	0·10	0·16	3·09	9·12	4·75
October	0·52	0·00	0·01	0·59	0·03	0·19	2·05	4·05	4·39
November	0·48	0·52	0·06	0·41	0·09	0·96	5·46	4·03	6·82
Winter	0·88	0·95	0·46	1·93	1·18	2·65	8·95	8·36	8·80
Frühling	1·77	0·15	1·10	2·95	1·57	3·86	8·75	9·65	8·14
Sommer	4·14	0·00	0·02	0·51	0·40	3·15	20·48	21·91	22·54
Herbst	1·48	0·02	0·52	1·10	0·22	1·31	10·60	17·20	15·46
Jahr	8·27	1·12	2·10	6·49	3·37	10·97	48·78	57·12	55·44

Um auch über den Einfluss des Windes bei den verschiedenen Tageszeiten Aufschluss zu geben, setzen wir noch folgende Tabelle bei, welche ohne weitere Erläuterung verständlich ist.

Vertheilung der mittleren Summen bei Nacht und bei Tage nach Windrichtung und Windstille.

	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.	Calmen
Nacht									
Winter . . .	0·56	0·35	0·17	1·13	1·05	1·98	5·13	3·84	2·55
Frühling . .	0·46	0·04	0·72	0·89	1·03	1·45	4·23	4·14	4·58
Sommer . .	1·10	0·00	0·90	0·00	0·32	1·25	7·97	10·63	5·77
Herbst . . .	0·69	0·02	0·03	0·38	0·02	0·50	4·81	7·66	8·53
Jahr . . .	2·81	0·37	0·92	2·40	2·42	5·18	22·14	26·27	21·43

	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.	Calmen
Tag									
Winter . .	0·32	0·61	0·29	0·79	0·13	0·67	3·82	4·53	6·25
Frühling . .	1·30	0·14	0·38	2·06	0·54	2·41	4·53	5·53	3·56
Sommer . .	3·04	0·00	0·03	0·51	0·08	1·87	12·53	11·28	16·75
Herbst . . .	0·79	0·00	1·48	0·71	0·20	0·83	5·78	9·53	7·39
Jahr . . .	5·45	0·75	1·18	4·07	0·95	5·78	26·66	30·87	33·95
Vertheilung nach Procenten. Jahr.									
Nacht . . .	4·5	0·6	1·4	3·8	3·9	8·3	35·4	42·0	25·5
Tag	7·2	1·0	1·6	5·3	1·2	7·7	35·2	40·8	20·9
Differenz . .	+2·7	+0·4	+0·2	+1·5	−2·7	−0·6	−0·2	−1·2	−5·4
Quotient aus Tagessummen und Nachtsummen.									
Jahr	1·9	2·0	1·3	1·7	0·4	1·1	1·2	1·1	1·6

Endlich geben wir noch die Dauer der Niederschläge bei den verschiedenen Winden an, indem diese Dauer als Procenttheil der überhaupt beobachteten Regenzeit bezeichnet ist.

Dauer der Niederschläge (in Procenten).

Jahreszeiten	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.	Winde	Calmen
Nacht										
Winter	6·1	4·3	3·0	12·6	7·5	7·6	24·1	35·1	70·9	29·1
Frühling	7·6	0·3	3·6	8·8	4·2	7·5	28·2	39·6	73·5	26·5
Sommer	5·5	0·0	0·0	0·1	0·7	3·8	38·1	51·8	78·6	21·4
Herbst	8·1	0·7	1·9	12·7	0·2	4·0	29·3	42·8	59·4	40·6
Jahr	6·8	1·3	2·1	8·5	3·2	5·6	29·9	42·3	70·6	29·4
Tag										
Winter	8·0	3·3	4·0	12·9	3·0	7·4	24·5	36·9	60·0	40·0
Frühling	6·6	0·9	2·2	14·6	3·2	9·4	24·4	38·7	80 6	19·4
Sommer	6·8	0·0	0·2	1·9	0·9	9·1	34·9	46 0	76·7	23·3
Herbst	6·2	0·0	3·2	10·7	3·6	2·8	32·6	40·9	62·5	37·5
Jahr	6·9	1·0	2·4	10·0	2·7	7·2	29·1	40·6	69·9	30·0
Mittel aus Tag und Nacht										
Jahr	6·8	1·1	2·2	9·2	2·9	6·4	29·5	41·4	70·2	29·7

Wir ersehen aus allen diesen Tabellen die Grösse der Niederschläge bei westlichen Winden, die geringe Menge bei östlichen. Diese sind im Frühling und Herbst feuchter, im Sommer trocken. Bei Tag fällt in Folge des aufsteigenden Luftstromes mehr Niederschlag als bei Nacht, wovon nur bei Südwind eine Ausnahme sich zeigt.

Am meisten ausgiebig sind die Regenfälle bei Windstillen, welche vorzugsweise dem aufsteigenden Luftstrom ihre Entstehung verdanken.

Wir wollen hier noch eine besondere Bezeichnungsweise der Regendauer in den einzelnen Jahreszeiten und Monaten beizufügen, wie sie Hann dadurch erhält, dass er alle Regenstunden in den betreffenden Zeiten addirte. Er bekommt sonach für Wien die

Niederschlagsdauer in vollen Tagen und Nächten ausgedrückt.

Tageszeit	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Tage	12·2	8·3	9·7	9·2	39·3
Nächte	11·3	8·8	8·1	10·5	38·8

Man ersieht daraus die gleichmässige Vertheilung über die Tageszeiten. Auf die Monate vertheilt sich die Regendauer zu Wien wie folgt:

Regendauer zu Wien in Tagen ausgedrückt

Dec.	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.
3·65	3·95	4·11	2·25	2·79	3·33	3·29	2·67	2·89	2·24	2·77	4·87

Im Winter haben die Niederschläge zu Wien mehr Dauer, im Sommer mehr Intensität.

Einfluss der Mondphasen auf die Niederschläge.

Wie bei der Bewölkung glaubten viele Beobachter auch beim Regenfall einen Einfluss des Mondes wahrgenommen zu haben. Im zweiten Octanten sollen mehr Regentage sein, im vierten Octanten weniger als zur Zeit der übrigen Phasen. Dieses Gesetz leitet man aus Beobachtungen in Augsburg, Karlsruhe und Strassburg ab. Zu Montpellier fand man dagegen am meisten Regen zur Zeit des letzten Viertels und des Neumondes, am wenigsten zwischen dem ersten Viertel und Vollmond.

Wenn also auch ein Einfluss vorhanden wäre, so wäre er so gering, dass derselbe erst in längerer Beobachtungsreihe erkennbar sein könnte. In keinem Falle aber ist es zulässig, mit dem Wechsel des Mondes auch eine Aenderung des Wetters mit Sicherheit erwarten zu wollen.

Anzahl der Regentage.

Wir haben bisher meist nur die Regenhöhe ohne Rücksicht auf die Zeit ihres Fallens betrachtet und wollen nur noch kurz Einiges über die Zahl der Regentage (incl. Schneetage) nachtragen, welche ja auch ein klimatologisch wichtiges Moment bilden.

Am Aequator gibt es, wie bemerkt, eine Zone mit sehr häufigen Regenfällen. Sie treten fast täglich ein, meist am Nachmittag.

Abgesehen hiervon nimmt die Zahl der Regentage vom Aequator nach den Polen zu. Für Süditalien kommen auf das Jahr 71 Regentage, in Oberitalien 88, Ungarn 112, Nordfrankreich und Belgien 152, Norddeutschland 154, Holland 170.

An den Küsten ist die Zahl der Regentage beträchtlicher als in weiter Entfernung von denselben, so dass man u. a. in Jakutzk nur 62 Regentage zählt.

Wir führen hier noch für einige Orte die Vertheilung der Regentage auf die Monate an.

Zahl der Regentage (einschl. Schneefall).

Ort	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Natal Süd-afrika . .	18	16	14	13	9	3	1	2	5	8	17	17	123
Wien . . .	11·1	12·1	11·8	12·8	12·0	13·8	13·1	12·7	12·3	8·8	10·6	12·2	142·9
Presburg .	11·8	12·2	10·0	12·3	10·5	12·6	10·7	11·7	11·8	8·2	9·0	12·7	133·2
Oberschützen	9·7	3·1	5·7	11·0	10·8	12·4	11·2	12·3	11·4	8·8	8·8	11·0	116·2
Prag . . .	14·3	14·2	12·6	13·6	12·8	14·4	15·7	13·9	13·6	11·1	10·6	13·1	159·8
Leutschau .	13·2	14·5	13·6	15·7	13·1	16·5	17·3	14·6	13·6	9·0	9·8	12·8	166·0
Siebenbürgen	7·9	8·2	8·7	10·2	10·3	12·6	13·6	11·2	8·5	8·1	6·5	7·5	113·1

Getrennt davon sind auch noch die Tage mit Schnee aufzuführen; nicht nur weil hierin ein Moment zur Beurtheilung der Temperatur liegt, sondern auch weil die winterliche Schneedecke einen bleibenden und mehr verschiedenartigen Einfluss auf das Klima, insbesondere auf die Vegetation ausübt, als der flüssige Niederschlag.

Zahl der Schneetage.

Ort	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Rom . . .	0·2	0·7	0·4	0·2	0·05	—	—	—	—	—	—	0·06	1·6
Mailand . .	2·1	3·8	2·1	1·1	0·1	—	—	—	—	—	0·06	0·6	9·7
Presburg .	7·5	7·6	6·0	4·3	1·7	0·2	—	—	—	—	0·3	2·9	30·5
Wien . . .	6·4	8·7	6·2	5·9	1·8	0·2	0·4	—	—	—	0·4	3·3	33·1
Prag . . .	8·6	11·0	8·4	7·4	3·7	0·4	0·1	—	—	0·1	0·7	4·6	45·0
Oberschützen	4·0	5·0	3·4	4·0	1·3	0·2	—	—	—	—	0·4	3·0	21·3
Leutschau .	20·0	11·4	11·0	6·0	1·5	0·1	—	—	—	0·4	1·0	6·0	61·6
Siebenbürgen	8·8	9·0	10·5	8·1	2·2	0·3	—	—	—	0·05	0·15	5·0	44·0

Auf der südlichen Erdhälfte nähern sich die Schneefälle mehr dem Aequator als auf der nördlichen.

Ob an irgend einem Orte der Erde nie Regen, sondern stets Schnee fallen könnte, ist nicht bekannt, aber unwahrscheinlich, da selbst an den Polen und auf hohen Gebirgen noch die Temperatur sich zeitweise über den Gefrierpunkt erheben muss.

Schneegrenze.

Wenn an einem Orte in der kalten Jahreszeit mehr Schnee fällt als in der warmen aufzuthauen vermag, dann tritt eine Erscheinung ein, welche von grösstem Einfluss auf das Klima des Ortes selbst und seiner engeren und weiteren Umgebung sein muss. Wir sind dann an der Grenze des ewigen Schnees angelangt. Eine solche Grenze lässt sich natürlich nicht als feste unabänderliche Linie aufzeichnen. Sie wird schon nach den Jahreszeiten schwanken, im Winter vorschreiten, im Sommer zurückweichen. Schneereiche Winter werden sie vorschieben, selbst wenn die Temperatur nicht tief unter den Gefrierpunkt sinkt, ein kühler Sommer wird in derselben Richtung, ein trockener heisser Sommer in entgegengesetzter Weise wirken. So werden auch kalte und heisse Jahre einen Wechsel dieser Grenze bedingen.

Ein Klima mit stark extremen Temperaturen, sowie eine trockene Atmosphäre wird nicht geeignet sein, eine bleibende Schneedecke zu erhalten. Ein oceanisches Klima dagegen wird trotz geringerer Jahreswärme den ewigen Schnee begünstigen. Daneben hat noch Steilheit der Gehänge, Lage und Höhe umgebender Ebenen mit verschiedenartiger, die Ausstrahlung modificirender Ausstrahlung, herrschende Winde, continentale Lage etc. Einfluss auf die Höhe der Schneegrenze.

Aus dem Gesagten ergibt sich schon, dass die Schneelinie, obschon sie mit der Temperatur eines Ortes in Zusammenhang steht, doch nicht mit der Isotherme 0⁰ zusammenfallen kann, wie man zu glauben versucht sein könnte. An den Polen scheint selbst in der Höhe der Meeresfläche der Schnee durch das ganze Jahr hindurch liegen zu bleiben. Je mehr man sich dem Aequator nähert, desto höher erhebt sich die Schneegrenze über das Meeresniveau, wie sich aus der folgenden Uebersicht dieser Höhen ergibt, denen wir die zugleich beobachteten mittleren Jahreswärmen beisetzen, soweit Daten darüber vorliegen.

Schneegrenze.

Ort	Geogr. Breite	Schneegrenze W. F.	Mittlere Jahreswärme
Bäreninsel	74½	578	
Norwegen, Küste	71½	2275	— 3·1
Island, Oesterjökül	65	2970	— 3·3
Norwegen im Innern	61	4933	— 3·6
Altai	50	6781	— 1·1
Alpen	45¾	8565	— 3·2
Mittel- und Westalpen	—	8588	— 2·21
Tiroler Centralalpen	—	8910	— 3·09
Hohe Tauern	—	9054	— 2·69
Gesammte Alpen (nach Sonklar)	—	8851	— 2·4
Kaukasus	43⅓	10656	— 4·0
Pyrenäen	43	8623	+ 0·3
Himalaya Nordabhang	31	16016	— 2·2
Himalaya Südabhang	31	12416	+ 0·4
Mexiko	19¼	14220	— 0·5
Abessynien	13	13540	
Quito	0	15250	0·2
Nevada Guaracolta	14½	15645	
Chile	43	5790	
Maghellansstrasse	53½	3570	— 0·7

Diese Tabelle zeigt, dass die Schneegrenze nicht allein von der geographischen Breite abhängig sein kann. Sie ist daher am Aequator nicht am höchsten. Auf der südlichen Halbkugel reicht sie näher an den Aequator als am nördlichen. Am Südabhang des Himalaya reicht sie viel weiter hinab als am Nordabhang. Die Hochebene von Tibet mit ihrem continentalen trockenen Klima, dessen Wärme durch die weite Erhebung des Landes unverhältnissmässig gesteigert ist, muss natürlich anders wirken als die feuchten Winde Ostindiens. Pyrenäen und Kaukasus haben bei gleicher geographischen Breite sehr verschiedene Höhe der Schneegrenze. Island und das Innere von Norwegen haben bei fast gleicher Jahreswärme ebenfalls eine sehr verschiedene Höhe derselben.

Der Gipfel des Pic von Teneriffa liegt noch weit unter der Schneegrenze, der Aetna und Gran-Sasso ebenfalls noch unter derselben, wenn auch auf letzterem noch mitunter Reste von Schnee im Sommer liegen bleiben. Die Karpaten ragen in die Schneelinie hinein, doch sind bei der Gestaltung der Abhänge nur an wenigen Stellen wirklich bleibende Schneeanhäufungen.

Mit der Schneegrenze auf dem festen Lande ist auf dem Meere die Grenze des Polareises zu vergleichen, die wir jedoch schon früher betrachtet haben (Seite 53).

Gletscher.

Die Schneedecke der Gebirge muss sich von Jahr zu Jahr dort anhäufen, wo durch Abschmelzen nur ein Theil entfernt wird, und die Verdunstung in der niederen Temperatur unbedeutend ist. Durch solche Anhäufungen werden allmälig Thäler von 100—200 Fuss und mehr Tiefe ausgefüllt, auf den gerundeten Kuppen und Abhängen findet man Massen bis zu 40' Mächtigkeit. Endlich aber wird, bei der geringen Cohäsion der Massen, ein Herabsinken in tiefere Regionen eintreten. Die Schneemassen werden in den geneigten Thälern hinabfliessen, dieselben besonders in ihren oberen Theilen erfüllen und erst weit unterhalb der Schneelinie endlich zum Schmelzen gelangen. Geschieht das Herabfliessen schnell durch plötzliches Losreissen grosser Schneemassen, so haben wir die Lawinen, welche in allen Alpenländern vorzugsweise im Frühjahr auf steilen Gehängen eine häufige Erscheinung bilden. Wenn aber das Herabfliessen über sanft geneigte Abhänge allmälig erfolgt, so treten Gletscherbildungen auf.

Die Gletscher bestehen ursprünglich aus Schnee. Dieser wird aber bald in ein körniges Eis verwandelt, den Firn. Am Tage schmilzt der Schnee der Oberfläche, sickert in die tieferen Schichten des Schnees ein, in welchen er bei Nacht wieder gefriert. Dieses Aufthauen und Erstarren bei fortwährender Bewegung erzeugt das ganz eigenthümliche körnige Eis des Gletschers.

Die Bewegung des Gletschers thalabwärts hängt vorzugsweise von der Neigung seiner Unterlage ab. Weiteren Einfluss hat darauf die Jahreszeit. Im Winter, wo sein Eis fester ist, bewegt er sich langsamer als im Sommer, wo es mehr von Wasser durchtränkt und beweglicher ist. Dass der Gletscher trotzdem im Winter nach unten zu wächst, im Sommer aber zurückschreitet, ist durch das im letzten Falle überwiegende Abschmelzen erklärlich. Dass an den Ufern des Gletschers und an seiner Berührungsfläche mit dem Erdboden die Bewegung langsamer ist als in der Mitte und Oberfläche, wird durch die hier fehlende Reibung hinläng-

lich erklärt. Man hat sich über die Arten der Bewegung des Gletschereises wiederholt durch Messungen an eingesteckten Stangen und aufliegenden Felsblöcken überzeugt.

Die Geschwindigkeit des Aargletschers ist nach Agassiz 220′ im Jahre.

Durch diese Bewegung werden im Laufe der Zeit bedeutende geologische Wirkungen hervorgebracht. Es werden die unterliegenden Gesteine geglättet und gefurcht (Gletscherschliffe), es werden kleine und grosse Felsblöcke thalabwärts befördert (Moränen, Seiten-, Mittel- und Endmoränen). Das abschmelzende Wasser bildet am Fusse des Gletschers die Quelle eines sogleich mächtig hervorströmenden Baches oder Flusses, welcher den fein zerriebenen Schlamm des Gebirges mit sich führt.

Die Bewegung des Gletschers verursacht oft tiefe und breite Spalten quer durch seine Ausdehnung, die eine Gletscherwanderung gefahrvoll machen können.

Die Steine und andere fremdartige Stoffe, welche auf die Oberfläche des Gletschers fallen, veranlassen daselbst mannigfache Erscheinungen, u. a. die Gletschertische, das sind grössere Steine, welche das Eis beschatten und dadurch auf einem Eisstiele sich scheinbar erheben, während das umgebende Eis abschmilzt; kleinere dunkle Körper schmelzen in den Gletscher ein, indem sie sich stärker erwärmen als das Eis und dadurch Löcher von mehreren Zoll Tiefe bilden können, an deren Grunde sie liegen bleiben.

Die Masse der Gletscher ist oft sehr bedeutend. Man hat in den Alpen Gletscher von 2—3 Meilen Länge, einer Breite bis zu $^1/_4$ Meile und 800′ Mächtigkeit. Im ganzen sind 54 Quadratmeilen in den Alpen von Gletschern bedeckt. Ihre Verbreitung ist eine sehr ausgedehnte. Wir finden Gletscher in den Alpen, Pyrenäen, in Scandinavien, Spitzbergen, Grönland, im Ural, Kaukasus, Himalaya, in den Cordilleren, auf Neuseeland etc.

Die Gletscher sind in vieler Beziehung klimatisch wichtig. In unmittelbarer Folge zerstören sie das organische Leben noch weit unterhalb der Schneegrenze, da sie meilenweit unter dieselbe thalabwärts reichen können. Sie dienen als Ansammlungen von Wasser, welches vorzugsweise dann den Flüssen zu gute kommt, wenn im Hochsommer andere Wasserquellen sich vermindern. Sie veranlassen aber auch fortwährend kühle Luftströmungen und sind auf weite Entfernungen hin die Ursache erkältender Gebirgswinde.

Die Gletscher der Polargegenden können ihre Wirkung noch auf weitere Entfernungen hin geltend machen. Sie reichen häufig bis an das Ufer des Meeres und schieben ihr Ende in dasselbe vor, so lange, bis es durch die Gezeiten abgebrochen und nun von Meeresströmungen mitgeführt wird. Vorzugsweise in Grönland, in Südamerika u. a. a. O. tren-

nen sich von den Gletschern kolossale Eismassen, welche dann als Eisberge in niedrigere Breiten gelangen. Sie führen oft mächtige Steinmassen mit sich, welche nach ihrem Abschmelzen im Meere niederfallen; immer wirken sie aber abkühlend auf die Gegenden, an denen sie vorüber treiben oder wo sie landen. Oft schon erzeugten sie Misswachs auf Island, sie bilden häufig die Ursache der Nebel bei Neufundland und kalter Frühlinge an der Nordsee. In ihrer Nähe erzeugen sie einen selbst Schiffen gefährlichen Wind durch das Abkühlen der sie berührenden Luft.

Die südliche Hemisphäre bietet bei ihrem gleichförmig kühlen und feuchten Klima besonders günstige Umstände für die Entwicklung der Gletscher. Sie reichen deshalb dort tiefer hinab von den Gebirgen und erreichen in niederen geographischen Breiten bereits die Meeresfläche; daher auch die Eisberge der südlichen Hemisphäre reichlicher auftreten als die der nördlichen.

Von den dauernden klimatischen Veränderungen, welche durch Anhäufung von Eis entstehen können, haben wir bereits Seite 83 gesprochen.

Hagel und Graupeln.

Schnee und Eis erhalten ihre verschiedene Beschaffenheit, indem der eine aus Dampf, das andere aus flüssigem Wasser erstarrt. Hagel und Graupeln zeigen in ähnlicher Weise eine Verschiedenheit. Der Hagel ist mehr festes, dichtes und trübes Eis, welches wohl durch Gefrieren der Wassertropfen in der Luft entstanden ist und meist als Kern Graupeln einschliesst. Die Graupeln sind zusammengeballte dichte Schneekügelchen, zu deren Entstehung vorwiegend Dampftheilchen mitgewirkt haben mögen. Zwischen beiden unterscheidet man wohl noch die Schlossen.

Die Graupeln fallen vorzugsweise in den Jahreszeiten, wo die Temperatur in raschem Wechsel bald über bald unter dem Gefrierpunkt steht, vorzugsweise im Frühling und Herbst, doch beobachtet man sie auch in den übrigen Jahreszeiten.

Hagel fällt mehr in der wärmeren Jahreszeit, und zwar häufiger am Tage als in der Nacht, und sein Fallen ist häufig mit elektrischen Erscheinungen verbunden; auch hört man meist vor dem Hagelfall ein eigenthümliches Geräusch.

Beide Erscheinungen, Hagel und Graupeln, können auf mehrerlei Weise schädlich wirken. Sie können mechanisch zartere und selbst gröbere Pflanzentheile zerschlagen, sogar grosse Thiere tödten und können durch die mit ihnen verbundene Abkühlung gleichfalls die Vegetation vernichten, besonders wenn sie durch den zugleich fallenden Regen zusammengeschwemmt werden.

Vertheilung der Hagelfälle auf das Jahr.

Orte	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr	Zahl der Beobachtungsjahre
Mailand	0·00	0·00	0·00	0·07	0·39	0·41	0·28	0·29	0·26	0·08	0·02	0·01	1·81	90 Jahre
Udine	0·1	0·0	0·2	0·2	0·9	1·1	1·3	0·9	0·6	0·5	0·3	0·2	6·2	40 „
Wien	0·08	0·05	0·09	0·34	0·28	0·26	0·21	0·12	0·08	0·05	0·15	0·15	1·86	58 „
Salzburg	0·0	0·0	0·1	0·0	0·9	0·6	0·4	0·2	0·3	0·8	0·6	0·0	3·90	11 „
Prag	0·53	0·91	0·88	1·44	1·10	0·67	0·63	0·33	0·20	0·04	0·20	0·30	7·23	50 „
Krakau	0·2	0·1	0·1	0·4	0·9	0·9	0·5	0·4	0·1	0·4	0·4	0·2	4·6	22 „

Die Grösse und Gestalt der Hagelkörner ist sehr verschieden. Gewöhnlich sind sie von Haselnussgrösse und kleiner, mitunter erreichen sie aber die Grösse eines Taubeneies, selbst die von einem Hühnerei. Dann sind sie unregelmässig, offenbar indem mehrere Körner zusammenfroren und erreichen in seltenen Fällen ein Gewicht bis zu 16 Loth.

Die Zeitdauer eines Hagelfalles beträgt gewöhnlich nur wenige Minuten, trotzdem können beträchtliche Eismassen aus der Luft fallen. Die Hagelfälle erstrecken sich meist über einen langen Strich Landes, der von verschiedener Breite ist.

Die Entstehung des Hagels wird verschieden erklärt. Vogel in Frankfurt a. M. findet sie in der oben (S. 122) angeführten Thatsache, dass es Wolken gibt, welche das flüssige Wasser bei einer Temperatur weit unter dem Gefrierpunkte enthalten können. Fallen Graupeln oder Regentropfen durch eine solche Wolke hindurch, so erstarren die Wassertheilchen bei der Berührung mit jenen, welche sich im Fallen also durch Ankrystallisiren bedeutend vergrössern können. Aber auch schon dadurch lässt sich das Entstehen des Hagels erklären, dass Graupeln von sehr niedriger Temperatur bei ihrem Herabfallen durch Wolken sich durch Ansetzen von erstarrenden Wassertheilchen vergrössern, und so erst zu Schlossen, dann zu Hagel werden.

Die Graupeln entstehen wohl aus Schneeflocken, welche bei einer Wärme von etwa 0° sich zusammenballen und durch Winde aneinander gestossen und abgerundet werden.

Bei der Hagelbildung wirken in jedem Falle heftige Bewegungen in der obern Atmosphäre mit, wie aus dem Ziehen der Luft in verschiedenen Richtungen hervorgeht. Diese können hervorgerufen werden durch das Begegnen entgegengesetzter Winde oder, bei localen Gewittern,

durch das Herabstürzen kalter Luftschichten in luftverdünnte Räume, wie sie durch das plötzliche Verdichten grosser Dampfmengen entstehen. Diese Luftströmungen können wohl auch (wie Lukas meint, Jel. Zeitschrift II. 310) durch Centrifugalbewegung in ihrem Mittelpunkt eine weitere Verdünnung und Abkühlung hervorbringen, deren Folge das Gefrieren der Wassertropfen sein wird. Werden diese durch den Luftwirbel noch eine zeitlang schwebend erhalten, so können sie eine bedeutende Grösse erhalten. Die eisbildende Abkühlung kann noch dadurch vermehrt werden, dass in das Centrum der Wirbel von oben herab kalte Luftschichten herabgesaugt werden können, die ihre Kälte dem gefrierenden Wasser mittheilen.

Das Fallen der Hagelkörner in verschiedenen Richtungen, ihre Geschwindigkeit und das Geräusch in den Wolken vor ihrem Fallen, alles das spricht für eine solche Wirbelbewegung.

Elektrische Erscheinungen.

Die elektrischen Erscheinungen sind zwar völlig anderer Art als die wässrigen Niederschläge, indessen stehen sie mit mehreren derselben in so innigem Zusammenhange, dass wir sie am passendsten hier im Kapitel vom Kreislaufe des Wassers in der Natur einreihen.

Zahlreiche Beobachtungen lehren, dass die Atmosphäre stets mehr oder weniger Elektricität zeigt, auch wenn dieselbe nicht so reichlich auftritt, dass Entladungen stattfinden müssten.

Eine Metallspitze, welche man frei in die Luft ragen lässt, ohne dass sie von einem Dache überdeckt ist und ohne dass höhere Gegenstände zu nahe daneben stehen, eine solche Metallspitze wird in der Verbindung mit einem Elektrometer stets Elektricität anzeigen. Sie zeigt um so mehr, je höher man sich erhebt.

Die Elektricität der Luft ist meist die positive bei heiterem Himmel. Die Niederschläge zeigen bald positive bald negative Elektricität; schon Nebel zeigt sich mitunter stark elektrisch.

Die Elektricität der Luft ist ungleich zu verschiedenen Tageszeiten; ihre Stärke zeigt kurz vor Sonnenaufgang ein Minimum, einige Stunden nach Aufgang ein Maximum. Ein zweites Minimum tritt mehrere Stunden vor Sonnenuntergang ein und eben so weit nach dieser Zeit beobachtet man ein zweites Maximum. In den Frühlings- und Sommermonaten zeigt sich die Luft weniger elektrisch als in den Herbst- und Wintermonaten. Lebhafte Winde verwischen den normalen täglichen Gang.

Die Wolken und Niederschläge zeigen zu diesem in den unteren Luftschichten stattfindenden Gang auffallende Gegensätze. So sind die

Sommerregen stärker elektrisch als die Winterregen. Andauernd schwacher und gleichmässiger Regen zeigt weniger Elektricität als heftiger Platzregen.

Als Quelle für die Luftelektricität nimmt Peltier jun. und mit ihm Lamont an, dass die Erde stets negativ elektrisch sei. Alle Unebenheiten, Spitzen und aufsteigende Dunstströme müssen stärker elektrisch sein, wie stets die hervorragenden Theile elektrischer Körper. So wie nun alle mit der Erde in Berührung stehenden Dünste elektrisch sein müssen, so müssen es auch die isolirten Dünste, die Wolken sein durch Vertheilung. Diese Hypothese erklärt ganz gut die oben angeführten Thatsachen.

Die Wolken können danach die verschiedenen Elektricitäten zeigen, daher auch wieder durch Vertheilung auf der Erde stellenweise positive Elektricität hervorrufen.

Grössere Mengen von Elektricität kommen in den Gewittern zur Wirkung.

Ein Gewitter ist immer nur eine Erscheinung von mehr localer Bedeutung, und besitzt für die meteorologischen Processe im Grossen untergeordnete Wichtigkeit. Das Gewitter ist kein selbstständiger Process, es begleitet nur andere Processe; besonders tritt es auf, wenn das Zusammentreffen verschiedener Umstände einen plötzlichen Ausgleich entgegengesetzter Verhältnisse bewirkt, in dessen Folge eine rasche Ausscheidung von Wolken und Niederschlägen stattfindet.

Die Umstände, welche eine Auscheidung von starken Niederschlägen hervorbringen, sind daher auch der Gewitterbildung günstig.

Vorzugsweise treten daher die Gewitter in den Tropen auf. Sie leiten die Regenzeit ein und wiederholen sich an vielen Orten fast täglich, oft wiederholen sie sich mehrmals am Tage, da beinahe jeder Niederschlag in der heissen Zone mit elektrischen Entladungen verbunden ist. d'Abbadie beobachtete an einem Tage in Abessynien 16, im Jahre 410, von denen 32 auf die 3 Wintermonate, 165 auf die Sommermonate fielen. In Calcutta beobachtete man 60, in Rio Janeiro 50 Gewitter jährlich.

In den Polargegenden sind sie seltener, so dass Scoresby auf seinen häufigen Reisen in den Polarmeeren nur 2 Gewitter beobachtete. Jenseits des 75⁰ n. Br. hat man noch kein Gewitter beobachtet.

Auffallend ist die Thatsache, dass auf dem offenen Ocean, einige hundert Meilen vom Lande, keine Gewitter beobachtet werden. Diess gilt vorzugsweise vom grossen Ocean, auf welchem die Wasserfläche die wenigsten Unterbrechungen durch Inseln und Küsten hat.

Ueber die Häufigkeit und Vertheilung der Gewitter in mittleren Breiten gibt folgende Tabelle Aufschluss.

Gewitter.

Orte	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Rom	2·1	1·1	1·6	1·7	1·6	3·8	5·3	3·7	5·8	6·4	5·4	3·9	42·4
Padua	0·2	0·1	0·5	1·2	2·7	5·3	8·5	9·5	7·9	3·6	1·8	0·8	41·9
München	0·2	0·0	0·1	0·1	1·8	3·2	4·5	5·4	5·9	1·0	0·3	0·2	22·7
Prag	0·1	0·1	0·1	0·1	1·3	4·5	5·0	4·9	3·7	1·0	0·3	0·1	21·1
Wien	0·2	0·1	0·1	1·1	3·6	4·1	4·3	4·0	1·4	0·2	0·1	0·1	19·3
Presburg . . .	0·0	0·0	0·0	0·5	3·2	3·6	3·8	5·1	1·5	0·2	0·0	0·0	17·9
Ofen	0·0	0·0	0·0	0·3	2·0	4·6	7·2	6·6	5·1	2·0	0·2	0·1	28·0
Bergen	0·0	1·3	1·3	0·1	0·2	0·0	0·2	0·8	1·0	0·5	0·0	0·4	5·8
Petersburg . . .	0·0	0·0	0·0	0·0	0·6	1·4	3·6	4·0	2·3	0·2	0·2	0·1	12·4
Nertschinsk . .	0·0	0·0	0·0	0·0	0·3	0·3	3·1	0·2	0·5	0·5	0·0	0·0	3·1

Je nach dem Charakter der Niederschläge lassen sich die Gewitter in zwei Gruppen bringen, in die des aufsteigenden Luftstroms und in die des Kampfes ungleich erwärmter Winde.

Zu den Gewittern des aufsteigenden Luftstroms gehören insbesondere die tropischen Gewitter der Calmenzone, welche beim höchsten Stand der Sonne täglich sich wiederholen, vielfach regelmässig zwischen 2 und 5 Uhr Nachmittags.

Auch in unserm Klima treten sie im Sommer auf, vorzugsweise im Gebirge, wo die stark erwärmten Gehänge die Bildung des aufsteigenden Luftstroms befördern. Sie können sich auch an mehreren Tagen zur selben Stunde wiederholen. Ihren Anfang bilden einige Haufwolken schon Vormittags, welche zu Mittag sich fortwährend vergrössern, ohne dass jedoch ihr Schatten die schwüle Hitze mildert. Die immer dichteren Wolken erscheinen bald nur noch oben von blendender Weisse, unten spielt ihr Schatten in tiefem Grau und Schwarz. Vor dem eigentlichen Ausbruch erhebt sich plötzlich ein heftiger Sturm, vom Centrum des Gewitters nach allen Richtungen der Windrose — es ist die kalte Luft, die unter der Wolke herabsinkend nach den Seiten entweicht. Unter Blitz und Donner entleert sich nun in 2—3 Stunden das Wetter vollständig. Die Wolken lösen sich in Streifen auf und verschwinden mehr und mehr, bis bei Anbruch der Nacht der Himmel völlig klar geworden.

Durch das Barometer lassen sich diese Gewitter nicht vorhersehen. Der Luftdruck wird nur wenig durch diese Störung des Gleichgewichtes und ihre Ausgleichung beeinflusst. Zu ihnen gehören auch die Gewitter, welche sich bei vulkanischen Ausbrüchen häufig bilden, indem sich die aus dem Krater strömenden Dämpfe rasch zu Wolken verdichten, welche mit heftigen elektrischen Entladungen bedeutende Regenmassen fallen lassen.

Anderer Art sind die Gewitter, welche durch die gegenseitige Verdrängung äquatorialer und polarer Winde entstehen. Die ersteren treten bei uns als Südwest-, die anderen als Nordwest- oder Nordostwinde auf.

Wenn der Aequatorialstrom durch den Polarstrom verdrängt wird, schlägt der Wind in West und Nordwest, auch Nord und Nordost um. Diese Verdrängung auf der Westseite der Windrose ist am häufigsten von Gewitterbildung begleitet. Die Wolken ziehen vom westlichen Horizont herauf, die warme Luftströmung hat ein beträchtliches Sinken des Barometers zu Folge, welches während und nach dem Gewitter wieder steigt, wo der kühle Polarstrom das Uebergewicht erhalten hat.

Zu dieser Art von Gewittern gehören die meisten Wintergewitter, die Gewitter der Westküsten Europa's (Scandinavien), aber auch manche unserer Gewitter in der wärmeren Jahreszeit, welche dann oft auf hundert und mehr Meilen Entfernung sich fortziehen und durch den sie begleitenden Hagel weithin die Länder verwüsten können. Ihnen folgen meistens kühle Tage bei anhaltendem Wind aus NW.—NO.

Seltener sind die Gewitter auf der Ostseite der Windrose, wo der herschende Polarstom von der Aequatorialströmung in Ost, Südost und Süd gedreht wird. Dieser Wechsel geht zu allmälig vor sich, und bei langsam fallendem Barometerstand bilden sich oft nur schwache Wolken (Cirrostratus). Erst wenn durch den aufsteigenden Luftstrom des heitern Sommertages ein neuer Anstoss zur Wolkenbildung erfolgt (Cumulostratus), entsteht das Gewitter, meist hoch in der Atmosphäre und keine Abkühlung oder Erhöhung des Luftdruckes bedingend, um so fruchtbarer in seiner Wirkung auf die Vegetation.

Wenn man die Gewitter auf die Tageszeit vertheilen will, so findet man die des aufsteigenden Luftstroms, die localen Gewitter, meist am Nachmittag, die grösste Zahl beobachtete man zu Prag und Kremsmünster nach 4 Uhr. Die Gewitter der Verdrängung entgegengesetzter Luftströmungen können zu allen Tageszeiten in gleicher Häufigkeit stattfinden.

Blitz und Donner sind die Gestalten, unter denen die elektrischen Entladungen zu unserer Wahrnehmung kommen. Die Blitze erscheinen entweder als gleichförmiger Lichtschimmer oder als helle Zickzacklinie, seltener als feurige Kugel. Sie erstrecken sich oft über bedeutende Strecken, erreichen selbst über Meilenlänge. Wegen der geringeren Geschwindigkeit des Schalles hört man den Donner später; aus dem Zeitraum zwischen beiden Erscheinungen, der bis 50 und mehr Secunden wachsen kann, lässt sich die Entfernung des Gewitters berechnen. Wegen der Länge des Weges, den ein Blitz durchfährt, kann nicht von allen Theilen desselben zu gleicher Zeit der Schall unser Ohr erreichen. Daraus und aus dem Wiederhall von Wolken und den Gegenständen der

Erdoberfläche erklärt sich das anhaltende Rollen des Donners. Den Donner hört man nicht weiter als etwa 3 Meilen.

Blitze ohne Donner heissen Wetterleuchten. Diess findet entweder statt, wenn ein Gewitter in grosser Höhe über dem Erdboden, meist aber wenn dasselbe in grosser Entfernung noch unter dem Horizont des Beobachters sich befindet.

Die Blitze schlagen nicht nur zwischen den Wolken über, sie treffen auch den Erdboden unter denselben, ja sie können in Gebirgen, welche sich über den Gewitterwolken befinden, selbst nach oben einschlagen.

Die Wirkungen des Blitzschlages sind sehr bedeutend. Derselbe zertrümmert mechanisch die kräftigsten Bäume, er zündet aber auch oft genug, schmelzt Metalle und Steine.

Dem Einschlagen sind vorzugsweise Gegenstände ausgesetzt, welche sich über die Erdoberfläche erheben, so Bäume, Häuser, Thürme, aber in weiten Ebenen auch Sträucher und einzelne Menschen. Gebäude schützt man durch Blitzableiter. Auf den höchsten Theilen der Gebäude werden spitze Stangen von Eisen mit vergoldeter Spitze angebracht, von welchen eine ununterbrochene metallische Leitung tief in den feuchten Erdboden reicht, mit welcher alle grösseren Metallmassen des Hauses verbunden sein müssen.

Fehlerhafte Blitzableiter schaden mehr als sie nützen. Auch schützt ein Blitzableiter nur den Umkreis vom doppelten Radius seiner Höhe.

Besondere Erscheinungen in der Atmosphäre.

Die atmosphärische Luft enthält, wie erwähnt, ausser den Hauptbestandtheilen noch eine grosse Anzahl von Stoffen in geringer Menge, theils Gase oder Dampf, theils feste staubartige Theile, welche durch die Bewegungen der Luft emporgerissen wurden und bei ihrer Kleinheit oft nur langsam wieder zur Erde sich senken, meist erst durch Regen mit hinabgeführt werden.

Zu den in der Atmosphäre durch zufällige Bewegung hervorgebrachten Erscheinungen gehört der sogenannte Höhenrauch, welcher durch Moorbrände in Friesland erzeugt und oft durch Nordwinde weithin über Nord- und Westdeutschland verbreitet wird. Ueber seine Entstehung und über allerhand Bedeutungen desselben hatte man verschiedene unrichtige Schlüsse gezogen, welche sich zumeist durch die ihn mitführenden Luftströmungen erklären lassen. Aehnliche periodische Trübungen der Luft beobachtet man in Spanien und Aethiopien bei andauernder Hitze und Trockenheit. Auch die Trübung der Atmosphäre, welche nebelartig über grossen Städten lagert, gehört hieher; sie ist zum

Theil der Rauch der massenhaften Rauchfänge, zum Theil der durch die Bewegung emporgehobene Staub der Strassen.

Andere ähnliche Erscheinungen wurden schon beobachtet, ohne dass man einen Zusammenhang mit irgend einer Witterung nachweisen konnte; man kann sie vielleicht einer vulkanischen Eruption zuschreiben, welche ihre Asche so hoch in die Atmosphäre getragen, dass die Winde sie hunderte von Meilen weit fortzuführen im Stande waren.

Ebenso können Blüthenstaub von verschiedenen Nadelhölzern u. a. Waldbäumen unter Umständen weit fortgetragen und mit Regen wieder zur Erde geführt werden (sogen. Schwefelregen). Weiter finden wir in der Luft noch andere kleine Organismen, Infusorien, Sporen von Pilzen und gewisse organische Körper, die man Miasmen nennt, die Träger von epidemischen Krankheiten, deren Natur noch völlig hypothetisch ist, die aber nichts destoweniger auf den Gesundheitszustand des Menschen und der Thiere unzweifelhaften Einfluss haben.

Andere Dinge, welche vorgeblich aus der Luft stammen, gehören gar nicht hierher. So der sogenannte Blutregen, der dem massenhaften Auftreten eines Schmetterlings seine Entstehung verdankt, indem derselbe beim Verlassen der Puppe einige rothe Tropfen zur Erde fallen lässt; dann der rothe Schnee, dessen oberflächliche Färbung von der Ausbreitung einer Alge (Protococcus nivalis) auf Schnee herrührt; der schwarze Schnee, welcher (abgesehen von solcher Färbung durch Staub) durch reichliches Auftreten einer Podura-Art auch nur an seiner Oberfläche dunkel erscheint u. s. w.

Der sogenannte Getreideregen ist daraus zu erklären, dass zusammengeschwemmte Wurzelknöllchen von Ficaria ranunculoides und ähnliche Körper nach dem Abfliessen des Regens am Boden zurückbleiben.

Ozon.

Von grösserer Wichtigkeit in der Luft ist ihr Gehalt an Ozon. So nennt Schönbein eine allotropische Form des Sauerstoffes, in welche letzterer zum Theil übergeht, wenn oxydirbare Stoffe (z. B. Phosphor) einen anderen Theil des Sauerstoffes mit sich in Verbindung nehmen. Ebenso entsteht beim Durchschlagen des elektrischen Funkens durch Luft viel Ozon und der eigenthümliche Geruch desselben zeigt sich demzufolge sowohl beim Experimentiren mit der Elektrisirmaschine, als auch beim Einschlagen des Blitzes und hat in letzterem Falle wohl den „Schwefelgeruch" zu verschulden, den man beim Einschlagen eines Blitzes wahrzunehmen glaubte.

Das Ozon oder der ozonisirte Sauerstoff hat in seiner Wirkung viel Aehnlichkeit mit dem Chlor. Es zeigt viel energischere Affinität zu anderen Elementen, oxydirt daher viele derselben und wird für die Ur-

sache der bleichenden Kraft der Luft gegenüber Pflanzenfarben angesehen. Wie Chlor erregt auch das Ozon beim Einathmen Husten, es treibt einzelne Elemente (wie Jod) aus ihren Verbindungen, wird aber durch viele oxydirbare Stoffe unter theilweiser oder völliger Aneignung des ozonisirten Sauerstoffes in gewöhnlichen Sauerstoff umgewandelt.

Die Wirkung des Ozons auf die Athmungsorgane veranlasste zu Untersuchungen über den Ozongehalt der Luft zur Zeit von herrschenden Epidemien. Man glaubte einen Zusammenhang zu entdecken zwischen dem Gesundheitszustande des Menschen und dem Ozongehalt der Luft. Grosser Ozongehalt sollte Krankheiten der Athmungsorgane bedingen, während beim Fehlen des Ozons in der Atmosphäre Unterleibskrankheiten (Cholera u. a.) herrschend wären. Man hat indessen diesen Zusammenhang in den meisten Fällen nicht nachweisen können.

Der Ozongehalt in der Luft wird durch sogenanntes Ozonpapier nachgewiesen. Es ist diess ein mit Stärke und Jodkaliumlösung getränktes Papier, welches an einem freien Orte der Luft ausgesetzt wird. Aus dem Salze macht das Ozon Jod frei und dieses färbt je nach der Stärke des Ozongehaltes in der Luft das Papier heller oder tiefer blau. Schönbein construirte nun eine Skala von 10 Abstufungen in dieser Färbung und danach unterscheidet man 10 Grade des Ozongehaltes. Die präparirten Papiere werden täglich zweimal gewechselt, so dass man für die Tages- und Nachtstunden den Ozongehalt bestimmt. Als Mittel aus längeren Reihen von Beobachtungen stellen wir im Folgenden einige Zahlen für österreichische Beobachtungsorte zusammen.

Orte		December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November
Wien	Tag	3·02	3·61	4·62	4·75	4·86	5·53	5·18	5·23	5·32	4·05	3·08	2·70
	Nacht	6·01	6·10	6·26	6·35	5·82	5·59	5·44	5·22	5·27	4·48	4·18	5·33
	Mittel	4·52	4·86	5·44	5·55	5·34	5·56	5·31	5·23	5·30	4·27	3·63	4·02
Kremsmünster	Tag	5·59	5·92	5·69	5·08	4·02	3·64	3·51	3·30	3·56	3·75	4·02	5·05
	Nacht	5·78	6·19	5·96	5·65	4·64	4·45	4·12	3·76	3·88	3·79	4·01	5·18
	Mittel	5·69	6·06	5·83	5·37	4·33	4·05	3·82	3·53	3·72	3·77	4·02	5·12
Klagenfurt	Tag	8·42	9·08	8·99	8·77	8·45	7·70	7·52	6·62	7·02	7·45	7·31	7·98
	Nacht	7·81	8·66	8·74	8·79	8·63	8·11	7·52	7·02	6·41	5·60	5·29	7·18
	Mittel	8·12	8·87	8·87	8·78	8·54	7·91	7·52	6·82	6·72	6·52	6·31	7·58
Mittel aus 6 Stationen		5·48	5·33	6·28	6·57	6·18	6·05	5·81	5·56	5·51	5·12	4·71	5·19

Aus diesen und andern Beobachtungen ergibt sich eine so grosse Verschiedenheit, dass allgemeine Folgerungen sich bisher noch nicht ziehen lassen. An einigen Orten zeigt sich Nachts, bei andern am Tage ein grösserer Ozongehalt. Das jährliche Maximum kann in sehr verschiedene Monate fallen. So wenig als mit den Sanitätsverhältnissen und der Jahreszeit kann man den Ozongehalt mit der Windrichtung oder anderen meteorologischen Elementen in Beziehung bringen, und naheliegende Orte zeigen oft bedeutende Verschiedenheiten. Es mag das zum Theil daher rühren, dass locale Einflüsse, wie Entwicklung von gasartigen Produkten der Fäulniss, das Ozon oft zerstören. Zum Theil aber liegt es auch in der Unsicherheit der ozonometrischen Bestimmungsmethode, die als Schätzung immer nur etwas annäherndes hat. Der Zukunft bleibt es vorbehalten, genauere ozonometrische Methoden ausfindig zu machen und dann die angedeuteten Vergleichungen mit vorzunehmen.

Bewegung des Wassers in der Erde.

Das Wasser, welches in Form irgend eines Niederschlages den Erdboden erreicht, läuft zum Theil oberflächlich thalabwärts und sammelt sich, anfangs in kleineren und grösseren Rinnen hinabfliessend, schliesslich in Binnenseen oder im Meere an. Ein grosser Theil dringt aber auch in die Poren des Erdbodens ein und folgt innerhalb der Erdrinde den Gesetzen der Schwere und der Capillarität.

Die Schichten der Erde sind bezüglich ihrer Fähigkeit, das Wasser durchzulassen, von zweierlei Art. Sand, lockere Erde und zerklüftetes Gestein erlauben dem Wasser leichtes Durchfliessen, Thon dagegen und fester compacter Fels hindern es am Weiterfliessen. Das Wasser rinnt daher in ersteren und über oder zwischen den Lagen der letzteren nach tieferen Stellen, bis es Gelegenheit findet, wieder an einer tieferen Stelle als Quelle an die Erdoberfläche zu gelangen. In der Tiefe der Erde findet man gewöhnlich die Erdschichten mit Wasser völlig gesättigt, so dass auch das atmosphärische Wasser nicht weiter einsinken kann. In grösserer Tiefe dürfte die höhere Temperatur dem Hinabsinken dadurch eine Grenze setzen, dass das Wasser verdampft wird und so wieder an der Erdoberfläche als Dampf oder warme Wasserquelle zum Vorschein kommt.

Das Wasser des Bodens, das Grundwasser, sammelt sich in der Erde, ähnlich wie das Tagwasser über derselben, in kleinen und grösseren Becken. In diesen wird es dem Communicationsgesetze zufolge eine annähernd horizontale Fläche bilden. Diese Näherung unterliegt aber zufolge der langsameren Bewegung der Flüssigkeit in dem porösen Erdreich manchen Ausnahmen. Es richtet sich das Niveau des Grundwassers zunächst nach

dem Niveau der Erde, mit dem es oft fast parallele Wellen bildet, wie z. B. Professor Suess im Lande zwischen der Donau und Theiss in Ungarn, dann auf der Neustädter Ebene bei Wien nachgewiesen hat. Das Niveau des Grundwassers ist ferner von seinem Ursprung bedingt. Fliesst dasselbe von Anhöhen herab, wo es als Regen- oder Schneewasser eingesunken ist, so ist das Herabsinken seines Niveau mit dem Sinken der Erdoberfläche unzweifelhaft. Entsteht es jedoch vorzugsweise durch das seitliche Eindringen von Flusswasser, so wird es mit dem Stande des Flusswassers insofern Schritt halten, als es mit dem Anwachsen des letzteren gleichfalls sich hebt, zuerst in dem nahen, später in dem entfernteren Uferlande, während es bei niedrigem Wasserstand des Flusses — und zwar gleichfalls zuerst in den naheliegenden Schichten — sinkt.

Das Niveau des Grundwassers unterliegt auch mancherlei Schwankungen, welche von localen Ursachen bedingt werden. Diese Schwankungen sind in eingehender Weise in der vor den Alpen sich ausbreitenden, an ihrem muldenförmigen Boden mit Thon ausgekleideten und darüber mit Schotter und Sand aufgefüllten Ebene von Wiener-Neustadt aus Anlass der Wasserversorgungsfrage für Wien erforscht worden. Von den Alpen herab strömt ziemlich gleichmässig das ganze Jahr hindurch unterirdisch, d. h. zwischen dem Schotter und Thon, das Wasser thalabwärts unter der Neustädter Ebene hinweg gegen die Donau. Ausserdem aber rinnen in Furchen und Betten auf dem Rücken der Ebene zahlreiche Bäche (offene Gerinne), die durch den durchlässigen Schotter hindurch mehr oder weniger Wasser nach untenhin an das Grundwasser abgeben. Am meisten geschieht dieses im Frühjahr, wo die offenen Gerinne durch Schmelzwasser reichlich gefüllt sind. Dadurch steigt dann auch das Grundwasser noch mehr, als es durch seine eigene Masse steigen würde. Selbst einzelne grosse Regengüsse im Sommer können das Grundwasser merklich steigen machen. Höher gelegene Orte zeigen dabei begreiflicher Weise stärkere Schwankungen als tiefer gelegene Orte, vorzugsweise durch die grössere Ausdehnung des Grundwassers in der breiteren Ebene. In dem höher gelegenen Neunkirchen kommen Schwankungen von Januar bis Juni um 42′ vor, zu Neustadt nur mehr um 3′. Weiter in der Ebene treten die Grundwasser an Bodenvertiefungen häufig zu Tage, eine grosse Menge desselben kommt aber auch unter der Bodendecke bis zur Donau.

Das Grundwasser hat für klimatische Verhältnisse bedeutende Wichtigkeit. Aus dem Grundwasser der Umgebung stammt oft eine erhebliche Menge des Wassers in einem Flusse, so dass ein solcher selbst ohne äusseren Zufluss merklich an Wasserreichthum zunehmen kann. Wegen der langsamen Bewegung dieses Zuflusses ist derselbe äusserst regelmässig und regelt selbst den durch Regen und Schneeschmelzen hervorgebrachten.

Das Grundwasser übt insbesondere direct und indirect grossen Einfluss auf die Vegetation und auf den Feuchtigkeitsgrad der Luft. Dasselbe erhebt sich nämlich fortwährend in den Poren des Erdreichs bis zur Oberfläche der Erde und gelangt hier zur Verdunstung, oft auf dem Umwege durch die Vegetationsdecke, welche mit den Wurzeln die Feuchtigkeit aufnimmt und sie aus den Blättern in reichlichem Masse an die Atmosphäre befördert.

Ob das Grundwasser ungünstig oder günstig auf die Vegetation wirke, hängt vom Boden, Klima und den Pflanzenarten ab. Grundwasser nahe unter schwerem, thonigen Boden und in feuchtem, kaltem Klima macht den meisten Culturpflanzen Schaden. Die Wurzeln vieler Culturpflanzen, z. B. der Obstbäume, vertragen selbst in wärmeren Klimaten übergrosse Feuchtigkeit im Boden nicht, und sobald solche Bäume ihre Wurzeln in das Niveau des Grundwassers hinabsenken, beginnen sie zu kränkeln und sterben endlich ab.

Umgekehrt kann aber auch das Grundwasser gedeihlich auf die Vegetation einwirken, besonders bei mehr lockerer, leicht austrocknender Bodenart und in warmem, trockenem Klima. Oft sieht man in solchen Gegenden Stellen mit besonders üppigem Pflanzenwuchs, ohne dass eine äussere Veranlassung durch besseres Erdreich oder eine Quelle zu finden wäre. Hier ist entweder in der Tiefe eine Ansammlung von Grundwasser, welche ein kleines Becken erfüllt, und durch die Poren hinaufgesaugt, den Pflanzen günstigere Ernährungsverhältnisse bietet; oder es ist eine Senkung oder ein Dünnerwerden der Bodendecke, wodurch diese dem allgemeinen Grundwasser sich annähert. Die Annäherung des Grundwassers an die Erdoberfläche oder der letzteren an die erstere erklärt die günstigen Vegetationsverhältnisse der Oasen, welche tiefere Lage haben als die umgebenden Sandebenen, und dadurch zum Grundwasser näher sind, von dem es scheint, dass es in solchen Ebenen, die eigentlich mit Kies, Sand oder Erde ausgefüllte Becken sind, in gewisser Tiefe stets anzutreffen ist.

Quellen.

Da das Wasser nach hydrostatischen Gesetzen sich bewegt, kann eine Quelle in der Regel nicht auf dem Gipfel einer Anhöhe entspringen. Die meisten Quellen entspringen dem Fusse der Berge. Nur wo vulkanische Erscheinungen besondere Verhältnisse bedingen, kann eine Quelle — in diesem Falle meist von erhöhter Temperatur — aus grösserer Tiefe empordringen.

Die Menge des Wassers einer Quelle hängt von der Grösse ihres Aufnahms- oder Sammelgebietes und von der Reichlichkeit der atmosphärischen Niederschläge ab, denen sie ihre Nahrung verdankt. Mitunter

sind die Quellen so stark, dass unmittelbar aus der Erde ein Bach oder Fluss hervorzuströmen scheint. Derartig sind besonders die Quellen am Fusse zerklüfteter Kalkgebirge und die Abflüsse der Gletscher.

Bei der Ungleichmässigkeit der Niederschläge ist es erklärlich, dass eine Quelle bald mehr, bald weniger reichlich fliessen muss. Die Quellen, welche ganz nahe an der Erdoberfläche ihren Sitz haben, werden durch jeden Regenfall verstärkt, nehmen aber eben so rasch wieder ab, bei anhaltender Dürre versiegen sie oft gänzlich. Die Quellen, deren Wasser innerhalb des Gebirges in tiefen Spalten herabsinkt, sind nicht so plötzlichen Schwankungen unterworfen. Auf sie übt insbesondere das Schmelzen des Schnee's Einfluss, so dass die Quellen der niederen Gebirge im Frühjahr, die Quellen des Hochgebirges im Sommer ihre reichlichste Wassermenge haben. Lang andauernde nasse oder trockene Witterung wird auf dieselbe erst allmälig Einfluss üben. Je länger der Weg des Wassers in der Erde ist, desto später erfolgt die Wirkung auf die Wassermenge der Quelle.

Ein kurzer starker Regen kann auf das Grundwasser und den Stand der Quellen keinen solchen Einfluss ausüben, als ein lange andauernder schwacher Regen, da ersterer grossentheils oberflächlich abfliesst, während der letztere Zeit hat in die Erde einzudringen. Aus diesem Grunde ist der Einfluss der winterlichen Niederschläge ein viel grösserer als jener der Niederschläge des Sommers.

Ein grosser Theil des Wasserreichthums der Quellen und Flüsse scheint auch auf anderem Wege als durch die eigentlichen Niederschläge der Erde zugeführt werden zu können. Man hat u. a. berechnet, dass der von der Rhone dem Meere zugeführte Wassermenge eine durchschnittliche Niederschlagshöhe von 1·15 Meter entsprechen würde. Thatsächlich fällt aber nicht mehr als 0·70 Meter. Wenn nun nicht etwa in den höheren Alpenregionen, von denen keine Beobachtungen vorliegen, der bedeutende Ueberschuss fällt, welcher noch ansehnlicher erscheint, wenn man auf die Verdunstung eines grossen Theiles der Regenmenge Rücksicht nimmt, so müssen die kühlen Alpengipfel aus den Luftschichten durch Absorption oder Verdichtung in Form von Thau den Ueberschuss gewinnen (s. S. 118).

Bei seinem Laufe durch die Erde löst das Wasser verschiedene Salze auf und wird dadurch zu hartem, mitunter zu einem Mineralwasser. In der Nähe von Flüssen, wo das weiche Wasser des letzteren sich mit dem harten Grundwasser mischt, kann man in Folge der verschiedenen Härte der Brunnenwasser leicht den überwiegenden Zufluss von der einen oder anderen Seite her erkennen.

Die Ferdinands-Wasserleitung bei Wien hat in ihren neben dem Donaukanale befindlichen Saugkanälen den grössten Zufluss von der Bergseite, daher ist ihr Wasser auch weit härter als das Donauwasser.

Die Temperatur jeder Quelle hängt hauptsächlich von drei Momenten ab: von der Temperatur, mit welcher das Wasser zur Erde gelangt ((Schneewasser, kaltes oder warmes Regenwasser), zweitens von der Temperatur der Bodenschichten, durch welche es seinen Weg zurücklegt, drittens endlich von der Temperatnr der Gegend, wo es zu Tage tritt; die beiden letzten Momente werden verstärkt durch die Dauer, während welcher das Wasser in den betreffenden Bodenschichten sich aufhält. So z. B. wird Wasser vom schmelzenden Schnee eines Gebirges, wenn es durch kaltes Gestein fliesst und an einem kalten Orte zu Tage tritt, nicht anders als kalt sein können; fliesst dasselbe Wasser durch wärmere Bodenschichten schnell, so wird es weniger erwärmt, als wenn es langsam flösse; tritt es in einer warmen Gegend rasch sprudelnd hervor, so hat es weniger Zeit, vorher sich in der Umgebung seines Austrittes zu erwärmen, als wenn es sich mühsam und langsam hervordrängt und dabei allmälig die Temperatur der Austrittsgegend annimmt. Es ist also ganz unthunlich, im Allgemeinen anzunehmen, dass die Quellen die Temperatur der Gegend anzeigen, in der sie entspringen. Seicht unter der Bodendecke fliessende Quellen verändern ihre Temperatur mit den Jahreszeiten, ja selbst mit den Tageszeiten, wie die Bodenschichte, in der sie fliessen; Quellen, welche nahe an Bodenschichten von constanter Temperatur fliessen, sind selbst nahezu oder völlig constant. Diese constante Temperatur kann aber wieder höher oder tiefer sein als die mittlere Boden- oder Lufttemperatur der Austrittsstelle (hypertherme und hypotherme Quellen) und nur selten stimmt sie genau mit der Mitteltemperatur der Quellengegend überein (homotherme Quellen). Man sieht schon aus diesen Bemerkungen, dass jede Quelle ihr eigenes Studium verlangt, ehe man sich erlauben kann, von ihrer Temperatur Schlüsse auf die Temperatur einer Gegend zu ziehen.

Quellen von höherer Wärme nennt man gewöhnlich Thermen. Sie entstammen tiefern Erdschichten und würden den Wärmegrad dieser Schichten andeuten können, wenn sie nicht oft mit kaltem Tagwasser gemischt an die Erdoberfläche treten würden. Man findet im Allgemeinen, wie schon angedeutet, die Quellen tiefen Ursprunges wärmer und hat demzufolge in Quellen die verschiedensten Temperaturen, welche sich bei dem höheren Druck im Erdinnern und dem Salzgehalt des Wassers selbst über den Siedpunkt des Wassers erheben können.

Als Beispiele von Thermen nennen wir:

Geysir auf Irland	80°
Aguas de Comangillas in Mexico	77°
Chaudes Aigues in Frankreich . .	70°
Wiesbaden	56°
Karlsbad in Böhmen	57°—43°

Ofen	51°—35°
Aachen	45·5°—36·3°
Teplitz in Böhmen	39·5°—20°
Gastein	38·5°—29°
Baden bei Wien	30—29°
Römerbad bei Tüffer . . .	29·5°
Pfeffers in der Schweiz . .	29·5°
Vöslau	20°
Neuhaus in Steiermark . .	20°

Flüsse.

Der Abfluss des Wassers in kleinen und grossen Rinnen ist von grossem klimatologischen Interesse. Wenn wir hier trotzdem nicht näher auf die Betrachtung derselben eingehen, so geschieht diess zumeist aus dem Grunde, dass die klimatische Wirkung der Flüsse keine andere ist als die von Wasseransammlungen überhaupt, und daher schon mehrfach erwähnt wurde.

Ausser der Einwirkung der Flüsse auf die Wärme (S. 46) und die Luftfeuchtigkeit (S. 125) haben wir auch schon des Zusammenhanges gedacht, der zwischen dem Wasser des Erdbodens und jenem der Flüsse stattfindet.

Wie wichtig die befruchtende Wirkung eines Flusses auf das Land sein kann, ersieht man am deutlichsten aus dem allbekannten Beispiele des Nil. Dieser Strom entsteht aus zwei Quellflüssen. Der weisse Nil entströmt dem Victoria-Nyanza und bleibt sich in seiner Wasserstärke das ganze Jahr hindurch gleich. Der blaue Nil fliesst aus dem Tsanasee und sammelt alle vom abessynischen Hochlande herabströmenden Gewässer. Zur Zeit der Schneeschmelze in Habesch wächst er ausserordentlich an und führt vorzugsweise dann den blaugrauen Schlamm mit sich, welcher ihm den Namen gibt und durch die Verwitterung basaltischer Gesteine entsteht. Das Ueberschwemmungsgebiet des Nil empfängt den befruchtenden Schlamm, vorzugsweise aber ein Quantum Feuchtigkeit, welches hinreichend ist, während der Vegetationsperiode die Pflanzen zu ernähren. Dicht neben dem Ueberschwemmungsgebiete beginnt die Wüste, die nicht sowohl wegen der Erdbeschaffenheit, als wegen der fehlenden Feuchtigkeit des Bodens unfruchtbar ist.

Wir können hier ein Beispiel nicht unerwähnt lassen, welches den directen Einfluss der Wasseransammlungen auf das Klima eines Ortes recht deutlich erweist. Durch Beobachtungen der Ingenieure am Suezkanal an mehreren Stationen wurde dort als Wirkung der jetzt daselbst hergestellten Wasserfläche eine deutlich nachweisbare Steigerung der Regentage constatirt.

In negativer Richtung bilden die Gegenden Ungarns in der Nähe der Donau und Theiss ein instructives Beispiel. Durch die Theissregulirung sind viele Quadratmeilen Landes, welche früher von Sümpfen bedeckt waren, trocken gelegt. Statt aber fruchtbares Ackerland zu gewinnen, entstanden trockene Steppen und selbst benachbarte, früher gute Felder leiden jetzt an Trockenheit, indem mit der Feuchtigkeit des Bodens auch die Niederschläge seltener geworden sind. In ähnlicher Weise leidet die Insel Schütt an Trockenheit, seit durch Dämme die Donau abgehalten ist, den Boden zeitweise durch Ueberschwemmung zu bewässern. Hier dürfte sich also empfehlen, das Donauwasser in geregelten Kanälen den Feldern wieder zuzuführen, um durch zeitweise Bewässerung die günstige Wirkung des Flusses benützen zu können, ohne von der verderblichen zugleich beschädigt zu werden.

Wasserstand der Donau zu Wien.			*Wasserstand der Moldau.*		
Januar	+ 1′	7″	Januar	— 1′	7″
Februar	2	5	Februar	— 1	10
März	2	6	März	— 2	5
April	3	5	April	— 2	4
Mai	4	3	Mai	— 1	11
Juni	5	2	Juni	— 1	9
Juli	4	5	Juli	— 1	5
August	3	10	August	— 1	4
September	2	7	September	— 1	5
October	1	7	October	— 1	4
November	1	2	November	— 1	5
December	1	4	December	— 1	7

Der Einfluss eines Stromes auf die Befeuchtung des Landes kann um so mehr ins Gewicht fallen, als die fliessende Wassermenge so häufig zu einer Zeit am grössten ist, wo eine Wirkung auf die Pflanzenwelt am nöthigsten. Betrachten wir den mittleren Wasserstand der Donau im Laufe des Jahres, so sehen wir die Höhe des Wasserstandes mit der Stärke des Schneeschmelzens steigen und fallen. Dass hierin, und nicht etwa in der grösseren Regenmenge des Sommers, der Grund solcher Verschiedenheit liegt, erweist sich noch daraus, dass ein schneearmer Winter stets niedrigen Wasserstand im Gefolge hat, und dass ebenso ein kühler Sommer geringen Wasserstand bedingt, während einige recht warme Sommertage augenblicklich den Wasserstand erhöhen.

Ein Fluss, wie die Moldau, dessen Quellen in niedrigeren Gebirgen liegen, zeigt den Wasserstand in anderen Curven schwanken. Trotz höherer Regenmenge im Sommer ist der Wasserstand im Frühling am höchsten.

Man hat selbst den Wasserstand nach den Tageszeiten aus gleichem Grunde schwanken sehen, doch sind darüber noch nicht hinreichende Beobachtungen vorhanden.

Das Meer.

Des Einflusses, den grössere Wasserausbreitungen — vor allem das Meer — auf die Wärme- und Feuchtigkeitsverhältnisse der Atmosphäre ausüben, haben wir theilweise bereits gedacht und es sollen hier nur noch diejenigen Bewegungen ins Auge gefasst werden, welche durch die ungleichartige Erwärmung des Oceans in verschiedenen geographischen Breiten entstehen und von grösster Bedeutung für das Verständniss vieler klimatischer Verhältnisse sind, nämlich die Meeresströmungen.

Die Ursache dieser Strömungen ist das Streben des kalten Wassers der Polar-Oceane, sich in der Richtung der Aequatorialmeere zu bewegen, weil eben in diesen letzteren durch die rasche Verdampfung grosse Wassermassen weggenommen werden, wodurch das Niveau der tropischen See erniedriget würde, wenn nicht von mehr polwärts gelegenen Meerestheilen, in denen die weit geringeren verdampften Wassermengen durch reichliche Niederschläge und einmündende Ströme reichlich aufgewogen, vielleicht auch übertroffen werden, das Niveau wieder ausgeglichen würde. Die tropischen Regen bringen nämlich nur einen Theil des dortigen verdampften Wassers wieder in das Meer zurück, während ein anderer bedeutender Antheil bekanntlich durch den Antipassat der äquatorialen Luftströmung nach höheren Breiten getragen und erst dort niedergeschlagen wird, so dass die Annahme eines Ausgleichsbedürfnisses zwischen den tropischen Meeren und denen der mittleren und höheren Breiten wohl gerechtfertigt erscheint. Ist nun diese Ersatzströmung, welche in ganz ähnlicher Weise eingeleitet wird, wie die Aspiration der polaren Luftströmung nach den tropischen Gegenden (der Passat), einmal eingeleitet, so erfolgt das Abströmen der polaren Gewässer nach dem Gesetze der Trägheit auch über das nothwendige Mass hinaus und es entstand zu irgend einer Zeit ein momentanes und locales Uebermass von Wasser in den tropischen Gegenden, wogegen das allzureichlich von den höheren Breiten abgeströmte Wasser daselbst eine Niveau-Erniedrigung zur Folge hatte. An die Stelle dieser Erniedrigung nun, d. h. gegen die Pole hin, musste sich das momentane und locale Uebermass von Wasser ergiessen, während unter den Tropen gleichzeitig wieder ein Abgang sich ergab, der abermals ein Abströmen von den höheren Breiten her bewirkte u. s. w., so dass ein Kreislauf des Wassers der Oceane in diesem Sinne, wenn einmal begonnen, auch fortdauern musste. Diese Grundursache der grossen Meeresströmungen wird theils verstärkt, theils abgeschwächt

durch die auf die Oberfläche des Meeres wirkenden Winde, dann durch die Gestalt der das Meer einschliessenden Festländer, wodurch dem bewegten Wasser bestimmte Bahnen angewiesen werden. Eine wesentliche Ablenkung erfahren die Hauptströmungen durch die Umdrehung der Erde, in Folge deren bekanntlich jeder gegen den Aequator hin gehende Strom nach rechts abgelenkt wird, so dass die von Norden kommenden allmälig Nordostströmungen, die von der südlichen Halbkugel kommenden Südostströmungen werden. Ueberdiess weht in den tropischen Gegenden jahraus jahrein der Passatwind aus Nordost oder Südost und näher am Aequator sogar als Ost. Ihm folgt allmälig auch das Meer, wenigstens oberflächlich in der gleichen Richtung. Umgekehrt müssen Strömungen, welche in der Richtung des Meridians vom Aequator gegen die Pole gerichtet sind, und also eine grössere Geschwindigkeit von Westen nach Osten in der Richtung der Erdbewegung haben, nach Osten zu abgelenkt werden, mithin aus einer mehr südwestlichen oder nordwestlichen Richtung sich gegen die Pole hin bewegen. Die äquatorialen Strömungen müssen sich ferner von den polaren dadurch unterscheiden, dass die ersteren, indem die Entfernung der Meridiane vom Aequator gegen die Pole hin immer geringer wird, sich mehr seitlich zusammendrängen und da das Wasser eine oberflächliche Anhäufung nicht gestattet, sich während ihres Fortschreitens mehr in die Tiefe erstrecken, während die von den Polen kommenden Strömungen zwischen immer weiter auseinander liegende Meridiane gelangen, sich daher mehr oberflächlich ausbreiten können. Die letzteren haben überdiess auch leichteres Wasser als die ersteren, und schon darum muss es oft vorkommen, dass, wenn für das Nebeneinanderfliessen der beiden entgegengesetzten Ströme der Raum nicht gegeben ist, sie auch übereinander fliessen, und zwar der polare Strom unten, der äquatoriale oben.

Im atlantischen Ocean zwischen Amerika und dem alten Continent findet dieses Gesetz der Hauptströmungen seinen Ausdruck einerseits durch den längst bekannten Golfstrom, welcher von der Gegend des Golfes von Mexiko in nordöstlicher Richtung gegen Europa geht, längs den britischen Inseln und Norwegen hinauf zieht, auch das Nordcap überschreitet und dann in der Richtung gegen Novaja Semlija in noch unbekannte Gegenden fortsetzt, andererseits durch den mehr flachen kalten Polarstrom, welcher längs der grönländischen und der Unionsküste den Tropen zufliesst. Da die Aequatorialströmungen wärmeres Wasser in kältere Gegenden, die Polarströmungen hingegen kälteres Wasser in wärmere Gegenden bringen, gehören sie zu den wichtigsten Factoren klimatischer Aenderungen und üben ihren Einfluss nicht nur auf die Temperatur der Luft in ihrer Umgebung, sondern auch auf den Feuchtigkeitsgehalt derselben und folglich auch auf die Häufigkeit der Nebel und

der wässerigen Niederschläge sowie der Gewitter. Die nähere Schilderung der Haupt- und untergeordneten Meeresströmungen und der Wirkungen, welche sie thatsächlich in dem Klima der verschiedenen Gebiete der Erdoberfläche hervorbringen, folgt im klimatischen Abschnitte und es wird hier nur vorläufig auf die auch dorthin gehörige Tafel X verwiesen.

Einfluss des Wassers auf die organische Welt.

Die Feuchtigkeit hat nächst der Wärme unter den klimatischen Elementen die grösste Bedeutung für die Entwicklung und Vertheilung der Pflanzen. Als Hauptbestandtheil des Pflanzenkörpers, von dem es 20—50, ja selbst bis 90 Procent betragen kann, ist es für die Pflanze um so wichtiger, als es auch das Mittel ist, in welchem feste und gasförmige Stoffe gelöst sein müssen, damit sie als Nahrung von der Wurzel aufgesaugt und in der Pflanze von Zelle zu Zelle fortgeführt werden können. Ueberdiess gehen aus der Umsetzung des Wassers im Verein mit dem aus der Kohlensäure reducirten Kohlenstoff alle stickstofffreien, und zum Theil wohl auch die stickstoffhaltigen Bestandtheile der Pflanze hervor.

Ohne Wasser kann keine Vegetation bestehen. Völliges Fehlen des Wassers erzeugt auch beim Vorhandensein des fruchtbarsten Bodens eine Wüste. Fehlt das Wasser nur in einem Theile des Jahres, und ist dasselbe in der andern Jahreszeit zur Genüge vorhanden, so wechselt eine Periode der Dürre mit einer solchen des regen Pflanzenlebens. Ist die letztere Zeit zu kurz, als dass alle Gewächse völlig die Vegetationsperiode des Jahres vollenden könnten, so gehen viele Pflanzen zu Grunde, es entsteht eine baumlose Steppe, welche nur in der feuchten Jahreszeit grün ist.

Die Aufnahme des Wassers geschieht bei höher organisirten Pflanzen nur durch die Wurzel. Durch die Untersuchungen Unger's ist es festgestellt worden, dass die Blätter nicht im Stande sind, Feuchtigkeit aus der Luft zu absorbiren. Durch die Blätter wird im Gegentheil die überschüssig aufgenommene Feuchtigkeit in Dampfgestalt wieder ausgeschieden. Der derartig concentrirt gewordene Saft der Blätter bewegt sich allmälig wieder in den Pflanzen abwärts, indem von Zelle zu Zelle ein endosmotischer Austausch stattfindet. Endosmose ist die Kraft, welche das Wasser der Erde in die Wurzeln führt, und sie ist die Ursache des Ueberganges der Säfte von einer Zelle zur anderen, wobei sie unterstützt wird durch die Capillarität, welche vorzugsweise in den langgestreckten Elementarorganen und ihren Zwischenräumen den Nahrungssaft hebt. Vorzugsweise sind es die Zellen des Bastes, welche die Circulation des Pflanzensaftes befördern, doch sind auch die inneren Theile des Stam-

mes mit Saft erfüllt. Bei Holzgewächsen steigt der Saft auch in den jüngeren Lagen der Holzzellen empor, die innern und das Mark sind nur wenig mit Feuchtigkeit getränkt.

Sowohl die Aufnahme des Wassers als die Abscheidung desselben hängt ihrer Menge nach von der Beschaffenheit der Pflanzenoberfläche, also auch von der Art der Pflanze selbst ab. Bis zu einem gewissen Grade hat die Pflanze eine Wahl bei der Aufnahme von Wasser und gelösten Stoffen. Meist aber sucht die Pflanze nur solche Orte auf, an welchen sie die ihr günstigsten Mengenverhältnisse davon findet und geht bei ungünstigen Verhältnissen, sei es durch Ueberfluss oder Mangel, zu Grunde.

Es gibt einige wenige Pflanzen, welche sowohl an trockenen Orten gedeihen, als auch an feuchten, ja sogar mitten im Wasser, z. B. der Wasserknöterich (Polygonum amphibium) und die Brunnenkresse (Nasturtium amphibium), die meisten jedoch sind an einen oder den anderen Standort gebunden, so dass man von einer Flora des Meeres, des Strandes, der Sümpfe und stehender sowie fliessender süsser Gewässer sprechen kann.

Dem Meere gehören vornehmlich die Tange an, welche nie im Süsswasser vorkommen. Ausser einigen Seegrasarten hat das Meer keine Phanerogamen, es hat gar keine Dicotyledonen.

An den Meeresküsten, sowie in der Nähe von Salzquellen gedeiht eine ganz besondere Flora (Aster tripolium, Glaux maritima u. a.), eine andere bildet die Bekleidung der Flussufer (Erle, Weide, Binse), wieder andere Pflanzen findet man in klaren Seen (Nymphaea, Lemna, Callitriche) oder in Sümpfen (Froschlöffel, Blutkraut, Pfeilkraut u. s. f.). Die Torfmoore haben wegen des starken Humusgehaltes ihrer Wässer ganz besondere Pflanzenformen aufzuweisen, wie gewisse Moose, Riedgräser und einige Sträucher (Alnus, Calluna, Vaccinium).

Die meisten Pflanzen gehören dem Lande an und bedürfen zu ihrem Gedeihen nur einer mässigen Menge Feuchtigkeit. Eine zu grosse Menge dieses wichtigsten Nahrungsmittels tödtet die Pflanze oder stört sie in ihrer Entwicklung. Ein Uebermass an Feuchtigkeit befördert insbesondere die Blattbildung, stört jedoch die Entstehung der Blüthe und Frucht. Für verschiedene Pflanzen, für die verschiedenen Lebensperioden einer Pflanze, aber auch für dieselbe Pflanze in verschiedenen Bodenarten ist der Einfluss der Feuchtigkeit ein ungleicher, auch ist es nicht gleichgiltig, ob die Feuchtigkeit in flüssiger Form dem Boden, oder als Dampf der Luft beigemengt ist.

Wie verschieden der Bedarf verschiedener Pflanzenarten an Feuchtigkeit ist, ersahen wir bereits aus der nach dem Vorkommen des Wassers geänderten Flora.

Unter den Perioden des Pflanzenlebens ist es zuerst der Keimungsprocess, welcher eine gewisse Wassermenge erfordert. Nur darf sie nicht so gross sein, dass sie das Verfaulen des Samens veranlasst. Das Quellwasser ist dem Pflanzenwuchse nicht so günstig, als das Fluss- oder Regen- und Schneewasser. Vielleicht ist es mehr die niedere Temperatur der Quellen, als ihr Gehalt an Mineralstoffen, was schädlich wirkt. Bei dem atmosphärischen Wasser wirkt jedenfalls sein Gehalt an Ammoniaksalzen und anderen Beimengungen günstig. Die Menge des Wassers, welche eine Pflanze im Boden vertragen kann, richtet sich nach der Beschaffenheit des letzteren. Im Sandboden verträgt eine Pflanze leicht die Hälfte bis drei Viertel seiner Sättigungsmenge, während im Thonboden ein solches Verhältniss schon schädlich wird.

Die Blattbildung ist es zunächst, welche eine stärkere Zufuhr an Wasser verlangt. Soll daher im Frühjahr die junge Pflanze zu Kraft kommen, so bedarf sie mehr als zu anderer Zeit zeitweiser Befeuchtung durch Regen; besonders auch desshalb, weil die zarteren Blätter leichter dem Austrocknen ausgesetzt sind. Wie oft dann ein Regen nöthig ist, hängt wesentlich mit von der wasserhaltenden Kraft des Bodens ab. Ein sehr lockerer, das Wasser leicht durchlassender Grund wird öfter befeuchtet werden müssen, so wie wir sahen, dass er mehr Feuchtigkeit vertragen kann, ohne dass diese der Pflanze nachtheilig wird.

Ist die Atmosphäre sehr feucht, so ersetzt ihre Feuchtigkeit zum Theil den Regen. Nicht als ob die Blätter solche Feuchtigkeit absorbiren könnten, aber die Verdunstung durch dieselben ist geschwächt, sobald die Atmosphäre nahezu mit Dunst gesättigt ist, und die schwächere Verdunstung lässt dem aus der Wurzel aufsteigenden Wasser Zeit aufzusteigen und die Zellen aller Pflanzentheile anzufüllen, so dass die bei trockener Luft schon welk gewordenen Pflanzentheile selbst ohne Regen wieder saftig erscheinen können, sobald die Luftfeuchtigkeit durch andere Umstände dem Sättigungspunkte näher rückt. Viele Pflanzen bedürfen zu ihrem Bestehen vorzugsweise einer feuchten Atmosphäre, und aus dem Fehlen derselben erklärt sich vielfach das Missrathen tropischer Gewächse in unseren Breiten eher, als aus der Differenz der Temperatur. Die Orchideen der Tropen und andere Pflanzen des feuchten Urwaldes der Aequatorialzone lassen sich daher nur in einem Glashause aufziehen, dessen Luft ähnlich der ihres vaterländischen Standortes nahezu mit Feuchtigkeit gesättigt ist.

Unter den Gestalten, welche die Feuchtigkeit annimmt, sind die Niederschläge vorzugsweise wichtig. Sie bringen ja der Pflanze ihren wichtigsten Nahrungsstoff, das Medium, welches ihnen auch noch alle übrigen nothwendigen festen Bodenbestandtheile zuführt. Nichtsdestoweniger wirken die Niederschläge nicht selten auch, sowohl durch Ueber-

mass, wie bereits bemerkt, als auch durch unzeitiges Auftreten nachtheilig. Auch kann man nicht unerwähnt lassen, dass heftiger Platzregen auf mechanische Weise sehr schädlich wirken kann. Er kann zartere Pflanzen oder deren Theile brechen, das fruchtbare Erdreich wegschwemmen und dadurch einerseits unfruchtbaren Fels zurücklassen, an andern Orten wieder Ueberdeckungen mit Sand und Erde oder sonstige Zerstörungen veranlassen. Sanfte Strichregen wirken weit vortheilhafter, da sie die nützlichen Wirkungen des Wassers frei von den zerstörenden Kräften der Wolkenbrüche äussern. Indessen zu anhaltend darf selbst ein schwacher Regen zur Blüthe- oder Erntezeit nicht sein. Die Befruchtung durch den Blüthenstaub wird bei Nässe sehr verlangsamt. Zum Theil kann durch Abwaschen der Pollenkörner gar keine Befruchtung stattfinden, zum Theil tritt sie so langsam ein, dass andere Einflüsse Zeit haben sich geltend zu machen, so z. B. die Entwicklung zahlreicher Insektenlarven in den zarten Keimen, deren Eier bei rascherer Entwicklung der Samen nicht in gleicher Häufigkeit zum Ablegen gelangen. Zu anderer Zeit tödtet anhaltender Regen wieder zahllose Raupen — kurz es ist die Wirkung der Niederschläge eine ungemein verschiedenartige.

Trotz seiner verhältnissmässig geringen Menge ist auch der Thau für die Pflanzenwelt wichtig. Seine Wirkung besteht vorzugsweise darin, dass die bei Sonnenaufgang plötzlich von den Sonnenstrahlen berührten Pflanzen erst allmälig mit dem Verdunsten des Thaues sich erwärmen können. Man darf daher niedrigeren Gewächsen seine Wirkung nicht dadurch entziehen, dass man sie zu nahe an höhere Pflanzen setzt, wo keine Ausstrahlung gegen den Weltraum, also zur Thaubildung kein Anlass ist. Im Walde muss man z. B. den Samenbäumen die am Stamme entsprossten Wasserreiser nehmen, da diese der Ausstrahlung sehr entgegenwirken, was die weiter entfernte Laubkrone weniger thun kann.

Schnee schützt gleichfalls die Pflanzen vor raschem Wechsel der Temperatur und bildet zudem eine nachhaltige Quelle für Feuchtigkeit. Den Bäumen wird er jedoch, besonders in grossen Flocken fallend, auch nicht selten schädlich, indem er ihre Aeste durch seine Schwere bricht. Eine dicke Schneedecke, besonders Schneewehen, ersticken oft auch das zarte Pflanzenleben der darunter verborgenen Saat. Duft und Eisanhang (Rauhfrost) können ebenfalls die Aeste brechen, vorzugsweise bei den einzeln stehenden Bäumen der Alleen, welche mehr durch Ausstrahlung sich abkühlen können als die geschlossenen Bestände. Hagel zerschlägt selbst weniger zarte Pflanzentheile. Reif ist, wie erwähnt, gleichzeitige Folge eines nachtheilig wirkenden anderen Umstandes.

Nebel und Wolken verhindern das Licht an seiner vollen Wirkung, sie mindern die Extreme der Temperatur, verhindern Nachtfröste und Reife und nützen durch ihre Feuchtigkeit. Andererseits kühlen sie stark

ab, hindern die Ausdünstung und damit ein regeres Pflanzenleben. Von den Höhen gegen Morgen herabsinkend, halten sie die Pflanzen oft lange nach Sonnenaufgang noch kühl und lassen, plötzlich der höher steigenden Sonne weichend, durch grellen Temperaturwechsel oft Schaden entstehen.

Der Einfluss der Feuchtigkeit ist so bedeutend, dass der Charakter einer Gegend dadurch in auffallender Weise bestimmt wird. Je nach der Vertheilung der Niederschläge auf die Jahreszeiten bestimmt sich deren Charakter. Am auffallendsten ist das in den Gegenden, wo nicht nur die Wärme einen vorwiegenden Einfluss auf die Entwicklung der Pflanzenwelt nimmt, also in den Tropen. Dort wechselt eine ausserordentlich üppige Pflanzenwelt oft binnen wenigen Wochen mit völliger Dürre, indem alle Gewächse durch Entbehren der ihr Leben bedingenden Triebkraft dem Schlafe verfallen, aus welchem sie der erste Regenfall der wiederkehrenden nassen Jahreszeit wieder erweckt.

Den Pflanzen ähnlich ist auch der Einfluss der Feuchtigkeit auf die Thierwelt. Auch hier lässt sich die directe Einwirkung nicht verkennen. Einzelne Thiere sind auf Ueberfluss, andere auf ein Minimum an Feuchtigkeit angewiesen. Die Meere, Flüsse und Bäche, die Quellen und Sümpfe haben ihre eigene Thierwelt. Wechselt die Wassermenge, so ändert sich auch die Fauna, ganz wie die Flora — die Thiere gehen bei periodischem Wechsel ähnlich den Pflanzen in andere Zustände über.

Die Reptilien der Tropen schlafen in der trockenen Jahreszeit wie bei uns im Winter, andere Thiere wandern nach Gegenden, wo sie die gehörige Wassermenge finden. Schwer ist es indessen hier, stets die Wirkung der Feuchtigkeit zu isoliren und von der der übrigen klimatischen Factoren gesondert zu betrachten.

Selbst auf den Menschen wirken Uebermass wie Mangel an Feuchtigkeit ungünstig. Doch ist bei ihm die Wirkung eine vorzugsweise indirecte. Und wenn ein Klima ungesund ist durch Uebermass an Feuchtigkeit, so ist es diess gewiss hauptsächlich dadurch, dass Wärme und Feuchtigkeit die Entstehung der zahlreichen mikroskopischen Organismen begünstigen, welche als Miasmen die Ursache von so vielen gefährlichen Krankheiten sind. Gegen unmittelbare Einwirkung der klimatischen Verhältnisse kann sich der Mensch leichter als andere Organismen schützen oder ihnen accommodiren.

Einfluss der Vegetation auf den Kreislauf des Wassers.

Das Wasser ist ein Hauptbestandtheil der Pflanze. Das Holz enthält davon 20—25%, krautartige Pflanzen bis 70 und 80%. Wenn daher Wasser bei der Ernährung der Pflanzen, bei ihrer Vertheilung auf der Erdoberfläche eine bedeutende Rolle spielt, so ist andererseits eine

Wirkung der Pflanzenwelt auf den Kreislauf des Wassers in der Atmosphäre vorauszusetzen. Diese Wirkung ist eine sehr verschiedenartige und ausgedehnte.

Die Verdunstung wird auffallend durch die Vegetation befördert (Seite 108), indem die Pflanzen das Wasser des Bodens aufsaugen und durch die Poren ihrer Blätter an die Luft abgeben. Die Umgebung der Pflanzen ist daher stets feuchter als die entferntere Luft, und gesellig lebende Pflanzen bewirken eine beträchtliche Vermehrung der Luftfeuchtigkeit und des Dunstdruckes. Diese beiden Zustände werden noch dadurch erhöht, dass die Dünste des Bodens, welche an sich wohl weniger reichlich entstehen als auf unbedecktem Boden, durch Verhinderung des Luftwechsels an dem Orte ihrer Entstehung bleiben. Wald hat also aus zweifacher Ursache feuchte Luft, Wiese und grüne Felder in ähnlicher, wenn auch verminderter Weise.

Diese dunsterfüllte Atmosphäre, deren Temperaturverhältnisse wir früher besprachen (Seite 102), bewirkt als nächste Folge wieder eine Vermehrung der Niederschläge. Schon Thau und Reif, Beschlag und Rauhfrost hängen sich mit Vorliebe an die Pflanzen; um so lieber, je mehr die Fläche der Blätter zur Wärmestrahlung geneigt ist.

Die Wolken und Nebel nehmen häufig ihren Ursprung aus dem Walde. Im Sommer und am Tage vorzugsweise wird die kühle, feuchte Luft des Waldes, wenn sie in Berührung kommt mit dampfreichen Winden höherer Temperatur, leichter zur Wolkenbildung Anlass geben, als die trockene Luft der freieren Erdoberfläche. Sieht man doch selbst, wenn die äussere Luft durch einen starken Regenfall abgekühlt wurde, aus dem Walde häufig Nebel entstehen, die sich fortwährend heben und mit den Wolken der oberen Luft vereinigt, als Niederschlag wieder zu Boden sinken. In andern Fällen beobachtet man bei mässigem Winde eine Bildung von Wolken über dem Walde, während dieselben vom Winde nach dem freien Felde getrieben, dort wieder sich auflösen und verschwinden. Nehmen wir dazu noch den mechanischen Einfluss des Hochwaldes auf das Zurückhalten der Winde, die in Folge dessen ihren Dampfgehalt niederfallen lassen, und endlich die Fähigkeit vieler Pflanzen (der Moose, Flechten, sowie der meisten Blattpflanzen), die gas- und nebelförmige Feuchtigkeit der Luft zu absorbiren, so finden wir (siehe S. 109) darin Gründe genug, welche für eine Vermehrung der Niederschlagsmenge durch die Pflanzenwelt sprechen. Ob diese Vermehrung auch messbar wird durch den Regenmesser, das müssen die an vielen Orten in Waldbezirken aufgestellten Apparate erst lehren. Jedenfalls sprechen theoretische Gründe dafür.

Von höchster Wichtigkeit ist ferner das Hinderniss, welches die Pflanzen dem Abfliessen des Wassers entgegenstellen. Sie thun diess

direct und indirect, indem sie Steine, Sand und humushaltige Erde auf den Bergen festhalten. Selbst starke Regen können auf bewaldeten Höhen, besonders wenn Moos, Laub, Gras etc. unter den Bäumen befindlich ist, nicht so rasch abfliessen, als ohne diese Decke. Anstatt dass bei kahlen Höhen rasch die Wildbäche sich füllen und alles Wasser in kurzem verrinnt, sickert in jene Decke das Wasser ein und dringt allmälig in tiefere Erdschichten. Es bildet so eine nachhaltige Verstärkung der Quellen und Brunnen, welche in Folge dessen weniger Schwankungen im Wassergehalt erleiden und stetiger fliessen. Mit der Reichhaltigkeit der Quellen in engstem Zusammenhange steht der höhere Wasserstand der Bäche und Flüsse. Dass diese so häufig jetzt den Anforderungen der Technik und Schifffahrt nicht mehr genügen, ist fast stets auf die zunehmende Entwaldung der Gebirge zurückzuführen. Aus demselben Grund leitet sich die Verschlechterung des Klima in Persien, Italien, Griechenland u. a. Ländern, die im Alterthum als fruchtbar berühmt waren, ab. Noch in neuester Zeit hat man ähnliche Erfahrungen aus Amerika zu verzeichnen.

Trotzdem dass die Regenmenge sich gleich blieb, beobachtete man eine geringere oder höhere Wassermenge von Flüssen, je nachdem die sie speisenden Gebiete allmälig entwaldet oder wieder dem Urwald zurückgegeben wurden.

Im Hochgebirge wird ein nachtheiliger Einfluss des Abholzens der Wälder auf die Quellen nicht immer eintreten. Wenn die Gehänge nicht so steil sind, dass der Regen die Humusdecke hinwegspült, kann die Moos- und Rasendecke den Nachtheil aufheben; ja es kann im Gegentheil der Baumwuchs die übermässige Feuchtigkeit vermindern, indem er die Verdunstung befördert und dadurch der Bildung von Sümpfen entgegenwirkt.

In vielen Fällen, wo man die Verschlechterung des Klima dem Ausroden der Wälder zuschrieb, ist übrigens diess nicht allein der Grund. Viele dieser Länder liegen in Regionen, wo der regenarme Sommer eine hinreichende künstliche Bewässerung verlangt. Mit dem Verfall der alten Bewässerungswerke mussten die Fluren veröden.

Als letzte Wirkung des Waldes lässt sich noch anführen, dass er die Bildung der Lawinen verhindert. Lawinen können nur auf geneigten Lehnen entstehen, wo keine Unebenheiten vorhanden sind. Solche Unebenheiten herzustellen, ist man mit Hilfe von Baumpflanzungen leicht in der Lage. Tanne, Fichte und andere Hölzer, im Hochgebirge das Krummholz, dienen zu diesem Zwecke oft mehr als wie zum Gebrauche ihres Holzes.

D. Statik und Dynamik der Luft.

Allgemeiner Ueberblick.

Luftdruck.

Die atmosphärische Luft umgibt den Erdball bis zu einer gewissen Höhe, welche wegen der an der Grenze ausserordentlichen Verdünnung kaum mit völliger Bestimmtheit berechnet werden kann. Man nimmt sie nach astronomischen Beobachtungen über die Dauer der Dämmerung zu etwa 10 Meilen an.

Wie alle Flüssigkeiten übt auch die Luft auf ihre Bodenfläche einen Druck aus, welcher abhängig ist von der Grösse der Bodenfläche, der Höhe der Flüssigkeitssäule und ihrem specifischen Gewichte. Man pflegt diesen Druck stets durch die Höhe einer Quecksilbersäule (auf den Nullpunkt des Réaumur'schen oder Celsius'schen Thermometers bezogen) auszudrücken, welche nach dem Gesetz der Communicationsgefässe von der Luftsäule getragen wird und bestimmt dieselbe durch das Barometer. Wir können daher den auf Null reducirten Barometerstand gleich dem Luftdruck setzen und drücken ihn hier der Gleichförmigkeit wegen stets in Pariser Linien aus.

Aus der Natur der Sache folgt nothwendig, dass der Luftdruck an Orten von grösserer Erhebung über der Meeresfläche geringer sein muss als in dem Niveau der Meeresfläche selbst. Es folgt aber auch, dass verschieden erwärmte Luft ungleichen Druck ausüben wird, so dass man im Gegensatz zu der Erwärmung der Luft ein periodisches Steigen und Fallen des Barometers erwarten darf — eine tägliche und eine jährliche Periode. Bei dem Wechsel der Luftbestandtheile, vorzugsweise dem Gehalt an Wasserdampf und dem Umstande, dass dieser an Dichte kaum die Hälfte der Luft hat, lassen sich noch weitere nichtperiodische Veränderungen voraussetzen. Um die periodischen Aenderungen des Luftdruckes frei von dem Einfluss der Bodenerhebung zu erkennen, ist es zweckmässig, dieselben als Abweichungen von dem Mittel darzustellen. Durch Addition mit dem betreffenden Zeichen erhält man in jedem Falle sogleich den wahren Barometerstand.

Der klimatische Einfluss des Luftdruckes auf Flora und Fauna ist geringer als jener der übrigen meteorologischen Factoren. Die Abhängigkeit des Luftdruckes von diesen und die Möglichkeit, vom Barometerstand Schlüsse auf andere atmosphärische Erscheinungen zu ziehen, vorzüglich aber der Umstand, dass die das Wetter und folglich auch zum Theile das Klima beherrschenden Luftströmungen von den Differenzen im Luftdruck abhängen, macht es nothwendig, den Luftdruck bezüglich seiner periodischen und nichtperiodischen Aenderungen und den Zusammenhang desselben mit andern Erscheinungen näher ins Auge zu fassen.

Zeitliche Aenderungen des Luftdruckes.

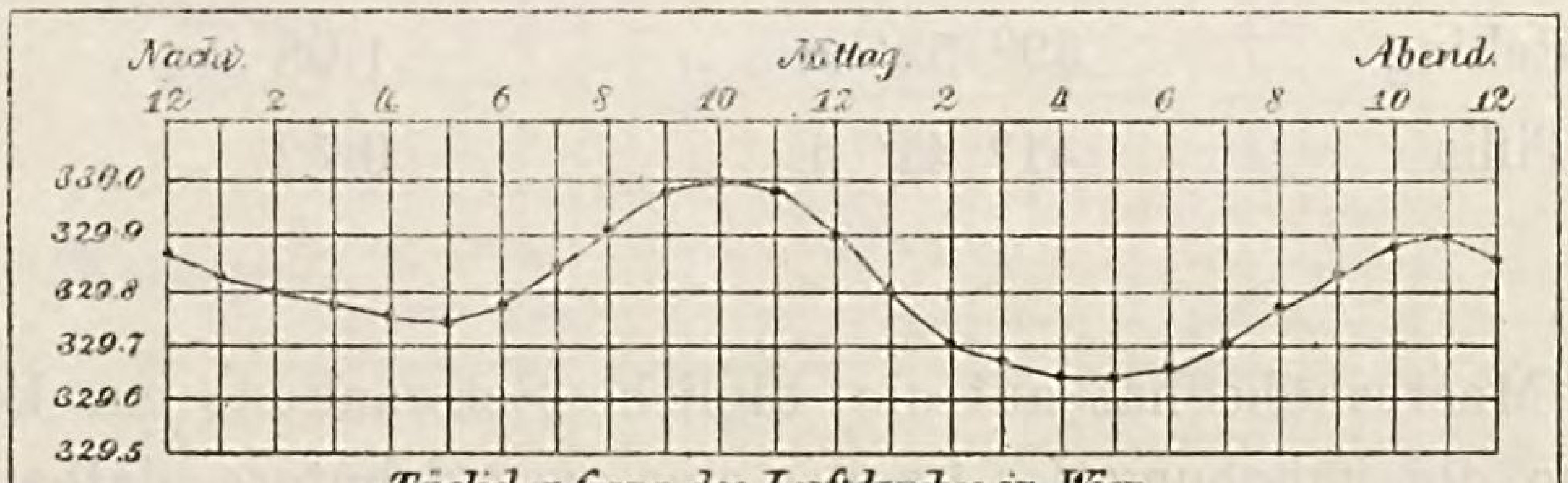
Tägliche Periode.

Der Barometerstand hebt sich im Mittel von Tagesanbruch bis gegen 9 oder 11 Uhr, wo das Hauptmaximum des täglichen Luftdruckes einzutreten pflegt. Als Grund dieser Erscheinung lässt sich wohl die constante Zunahme des Dunstdruckes annehmen. Zufolge der gesteigerten Erwärmung und des aufsteigenden Luftstromes nimmt nun der Luftdruck ab bis zu den Nachmittagstunden zwischen 3 und 5 Uhr, wo das absolute Minimum des täglichen Luftdruckes mit dem Wärmemaximum nahe zusammenfällt. Gegen Abend muss das Sinken der Wärme wieder von einem Steigen des Barometers begleitet sein, so dass ein zweites Maximum des Barometerstandes zwischen 9 und 11 Uhr Abends eintritt. Wenn dann durch das Ausscheiden eines Theiles der Luftfeuchtigkeit der Dunstdruck wieder sich vermindert hat, ist in den frühesten Morgenstunden ein zweites Barometerminimum zu erwarten.

Nur an wenigen Orten treten Ausnahmen von diesem Gange ein, insofern sich die Wendepunkte etwas verrücken, die secundären Extreme unbedeutender werden, so dass sie selbst fast verschwinden können.

Als Typus für den beschriebenen Gang des Luftdruckes wählen wir Wien und versinnlichen durch eine Curve den durch eine siebenjährige Beobachtungsreihe festgestellten täglichen Gang des Barometers.

Fig. 19.



Täglicher Gang des Luftdruckes in Wien.

Täglicher Gang des Luftdruckes zu Wien 1849—1856.

Von Mitternacht an

12	1	2	3	4	5	6	7
329·86	329·83	329·80	329·77	329·75	329·75	329·79	329·85

8	9	10	11
329·91	329·97	329·99	329·98

Von Mittag an

12	1	2	3	4	5	6	7
329·89	329·80	329·70	329·66	329·64	329·62	329·64	329·70

8	9	10	11
329·77	329·84	329·88	329·88

Die tägliche Schwankung des Luftdruckes ist am auffallendsten in den tropischen Gegenden, wo man schon in einem Tage die Periode auffinden kann. In den gemässigten Gegenden bedarf es wegen der grösseren Störungen mindestens einer Beobachtungsreihe von 30 Tagen, um mit Sicherheit die täglichen Veränderungen zu constatiren. Auch ist die Grösse der Schwankungen mitunter in den Tropen beträchtlicher als in höheren Breiten — ein allgemein giltiges Gesetz ist diess übrigens nicht.

Tägliche Schwankung des Luftdruckes.

Quito	0°	Breite	=	1·07	Par. Lin.
Lima	12° 3′ s.	„		1·41	„
Calcutta	22° 35′ n.	„		1·02	„
München	48° 8′ n.	„		0·37	„
Wien	48° 12′ n.	„		0·37	„
Abo	60° 27′ n.	„		0·19	„
Melville-Insel	74° 57′ n.	„		0·10	„
Peking	39° 54′ n.	„		1·08	„
Tiflis	41° 41′ n.	„		0·72	„

Die Meereshöhe hat auf die tägliche Schwankung gar keinen Einfluss, wenn die Erhebung des Landes eine ausgedehntere plateauartige ist.

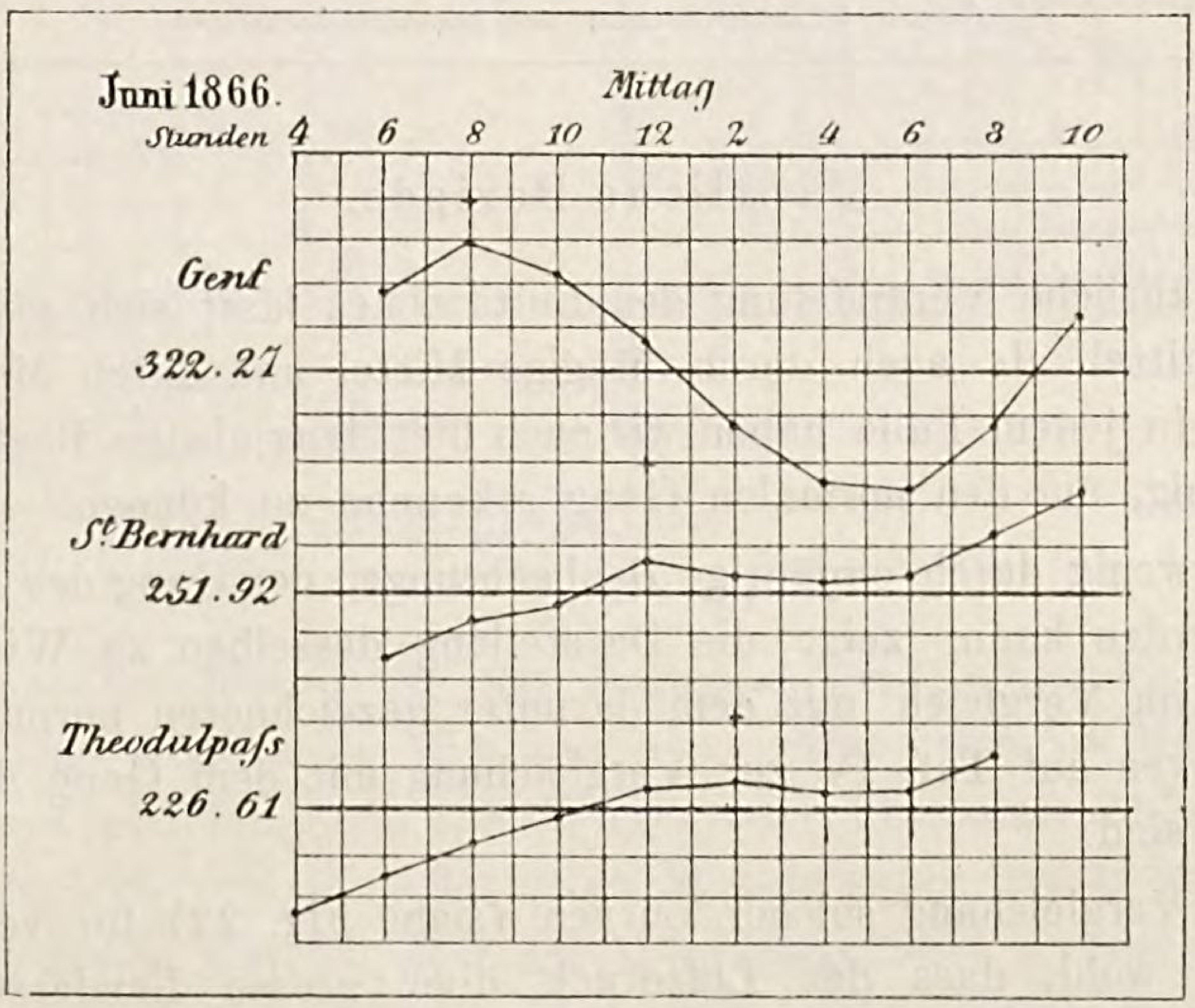
Auf einzelnen Gipfeln findet man geringere Schwankungen als in der Ebene und eine Veränderung der Wendestunden, auch ist der relative Werth der Maxima und Minima nicht der nämliche. Wir sehen diess vorzüglich bei Vergleichung der Beobachtungen in Genf und auf dem Hospiz des St. Bernhard, sowie nach neueren Beobachtungen auf dem Theodulpass *). (Siehe Fig. 20.)

*) Siehe Hann, in der österr. Zeitschrift für Meteorologie 1870. S. 199.

Tägliche Schwankung des Luftdruckes.

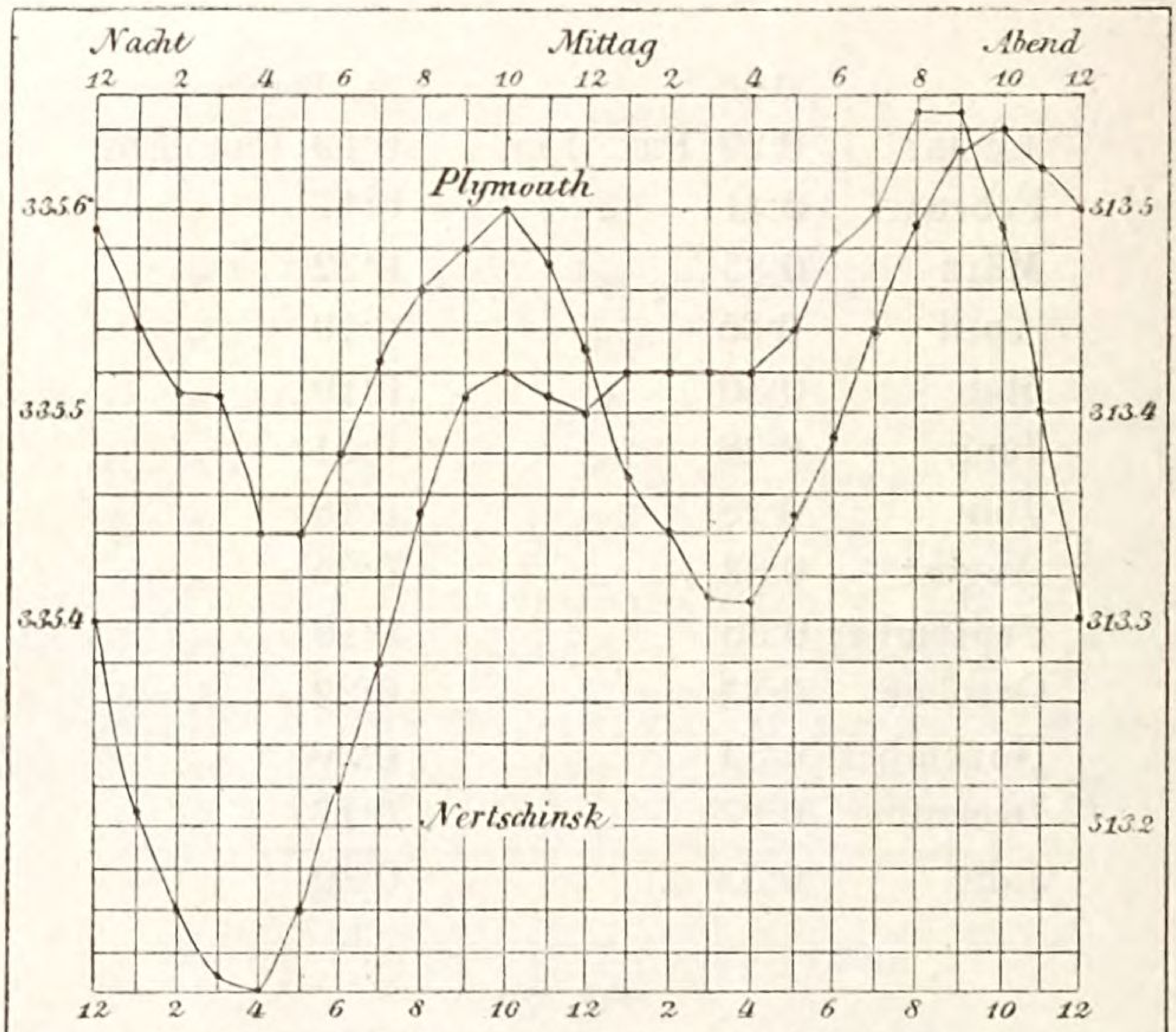
	Genf		St. Bernhard	
Januar	0·29	Par. Lin.	0·19	Par. Lin.
Februar	0·41	"	0·17	"
März	0·35	"	0·22	"
April	0·35	"	0·19	"
Mai	0·30	"	0·19	"
Juni	0·28	"	0·21	"
Juli	0·28	"	0·18	"
August	0·33	"	0·25	"
September	0·35	"	0·19	"
October	0·35	"	0·22	"
November	0·34	"	0·20	"
December	0·27	"	0·17	"
Jahr	0·33		0·20	

Fig. 20.



Den Einfluss der geographischen Lage eines Ortes auf den Gang des Barometers sehen wir am besten in der graphischen Darstellung (Fig. 21), welche den Gang für Plymouth und Nertschinsk gibt. Wir sehen daraus für continentale Orte das Hervortreten nur eines Maximums und eines Minimums, indem der Einfluss der Wärmeschwankung hier fast allein massgebend erscheint und der Dunstdruck nur in geringem Grade den Luftdruck modificirt.

Fig. 21.



Luftdruck in continentalem und oceanischem Klima.

Jährliche Periode.

Die jährliche Veränderung des Luftdruckes lässt sich sowohl durch die Tagesmittel als auch durch 5tägige Mittel und durch Monatsmittel darstellen. In jedem Falle haben wir auch hier langjährige Beobachtungsreihen nöthig, um den normalen Gang erkennen zu können.

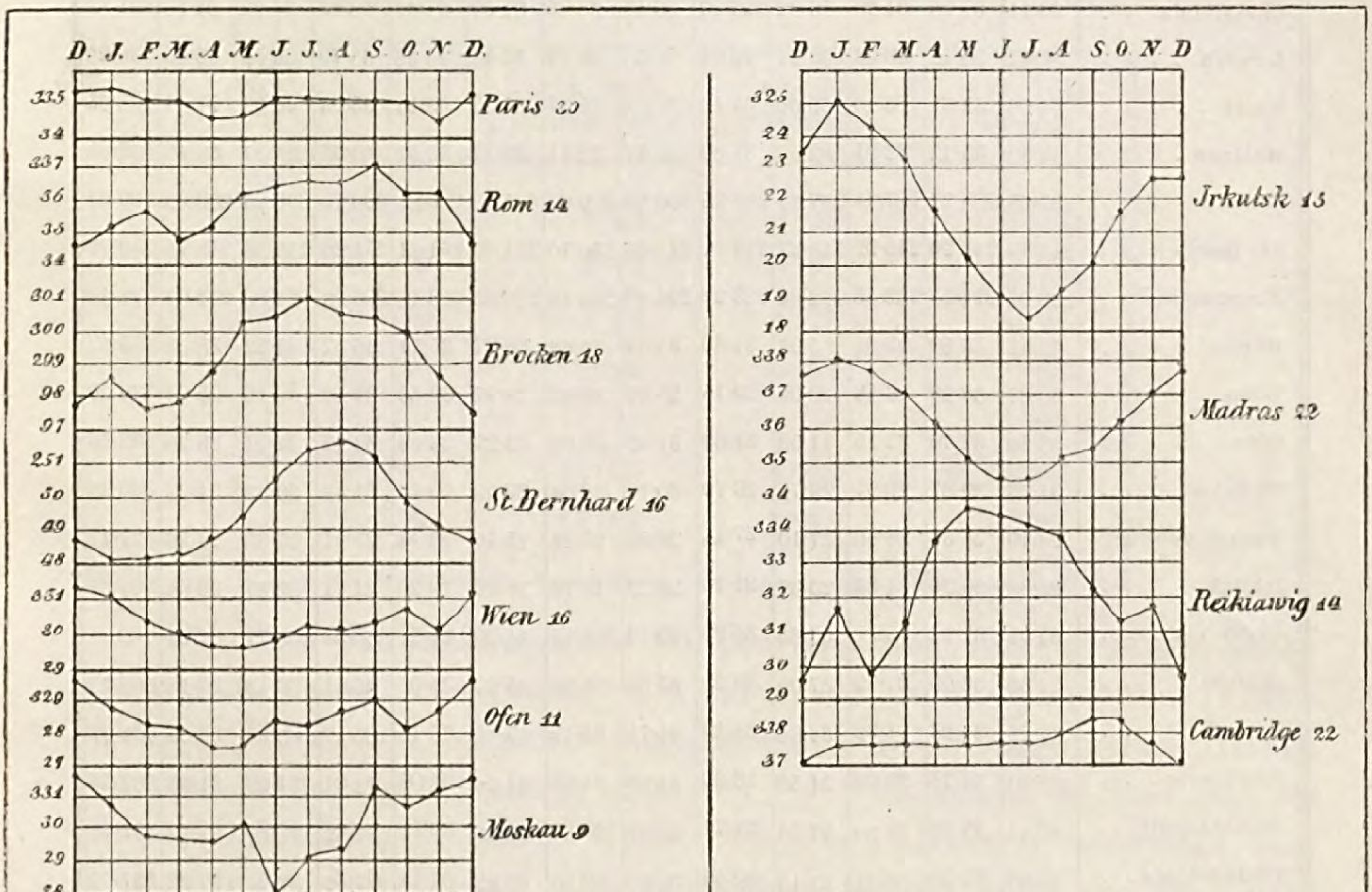
Wie wenig durch einjährige Beobachtungen der Gang des Luftdrucks erkannt werden kann, zeigt die Darstellung desselben zu Wien für das Jahr 1869 im Vergleich mit dem darunter gezeichneten normalen Gang, welche Curven auf Taf. IV zur Vergleichung mit dem Gang der Wärme dargestellt sind.

Eine Vergleichung solcher Curven (siehe Fig. 22) für verschiedene Orte zeigt wohl, dass der Luftdruck über grosse Länderstrecken in gleichförmigen Linien sich bewegt, dass aber ein allgemeines Gesetz für den Gang des Barometers nicht aufgestellt werden kann. Die Veränderungen, welche durch die continentale oder maritime Lage eines Ortes hervorgebracht werden, sind so vortretend, dass der Einfluss der geographischen Breite dagegen völlig zurücktritt.

Im westlichen Europa zeigt sich, soweit das Seeklima herrscht, ein doppeltes Schwanken des Luftdrucks im Laufe des Jahres. Die Maxima fallen auf die Mitte des Winters und das Ende des Sommers oder zu

Anfang des Herbstes, die Minima fallen in den April und November. Von den beiden Maximis ist das Wintermaximum im Osten das höhere, während sie sonst meist gleich sind, und im Westen das Sommermaximum vorherrscht; von den Minimis ist das im Frühling das kleinere. Die Schwankung zwischen den extremsten Monatsmitteln beträgt übrigens nur etwa eine Linie.

Fig. 22.



Jährlicher Gang des Luftdruckes.

Verschieden hievon ist das Verhalten des Luftdrucks auf vereinzelten Höhen. Hier zeigt sich nur ein vorherrschendes Maximum (im Sommer) und ein Minimum (im Winter oder Frühling). Auf den Höhen ist auch die Differenz der extremsten Monatsmittel eine grössere.

Im östlichen Europa wird das Wintermaximum vorherrschend. Das Sommermaximum wird geringer und zerfällt in 2 untergeordnete Maxima. Das Minimum zwischen ihnen nimmt nach Osten stets mehr zu, bis in Asien im rein continentalen Klima ein einziges Maximum im Winter und ein Minimum im Sommer übrig bleibt.

Von Westeuropa über den atlantischen Ocean hin wird das Sommermaximum immer bedeutender, das Wintermaximum tritt zurück und verschiebt sich auf den Frühling, so dass in den vereinigten Staaten häufig im Winter das Hauptminimum eintritt.

Jährlicher Gang des Luftdruckes.

Orte	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Bergen	334·92	334·10	335·50	332·89	335·00	334·98	335·80	335·95	335·17	338·63	334·91	335·15	335·25
Christiania . .	36·11	34·95	34·09	33·82	26·20	36·47	36·25	34·54	34·97	35·87	36·22	34·55	335·83
London	36·41	36·42	36·03	36·21	35·94	36·53	36·39	36·48	36·36	35·79	36·54	35·35	336·20
Paris	35·56	35·61	35·13	35·05	34·53	34·64	35·27	35·23	35·14	35·03	35·02	34·64	335·05
Mailand	33·59	33·12	32·91	32·53	31·89	32·47	32·71	32·77	33·02	33·06	33·37	33·12	332·88
Brocken . . .	297·95	298·78	297·64	297·83	298·95	300·23	300·64	301·19	900·81	300·79	300·25	298·90	299·61
St. Bernhard .	248·89	248·20	248·22	248·37	248·92	249·65	250·70	251·66	251·81	251·26	249·86	249·15	249·72
Theodulpass . .	223·00	222·55	222·45	222·34	223·29	224·39	226·18	226·95	226·74	226·03	224·86	223·62	224·40
Berlin	36·42	35·59	35·34	35·93	34·80	35·61	35·60	38·27	35·71	36·42	35·22	35·52	335·62
Wien	30·67	30·29	29·48	29·04	29·15	29·61	29·88	29·97	30·50	30·30	30·13	30·99	330·00
Ofen	33·50	32·70	32·15	31·53	31·69	31·89	32·08	32·24	33·08	33·12	32·91	33·70	332·55
Moskau . . .	31·76	30·87	29·97	29·71	29·70	30·10	28·04	29·09	29·42	31·43	30·82	31·27	330·27
Katharinenburg	28·19	28·34	28·16	27·10	27·44	26·54	25·25	25·40	26·14	27·31	27·83	28·36	327·17
Irkuzk	23·88	25·01	24·34	23·37	21·76	20·21	19·16	18·39	19·20	21·22	22·87	23·64	321·91
Cairo	37·71	37·98	—	36·65	36·95	39·12	34·43	34·20	34·27	35·54	36·77	37·24	—
Madras	37·89	38·09	37·79	37·02	36·29	35·05	34·53	34·67	35·05	35·41	36·41	37·16	336·28
Batavia	34·75	34.93	34·92	34·84	34·49	34·74	35·19	35·05	35·13	35·17	35·33	35·05	334·97
Reykiavig . . .	29·61	31·78	29·98	31·58	33·99	34·68	34·60	34·26	33·96	32·31	31·67	31·96	332·53
Boothia-Felix .	36·87	35·79	37·50	37·36	37·71	39·37	38·04	36·55	36·18	35·82	37·30	37·17	337·14
Philadelphia . .	37·30	37·34	36·74	37·13	36·93	36·50	36·56	36·82	37·14	37·46	37·21	37·12	337·02
Hudson	24·20	24·32	24·19	23·96	24·10	23·68	23·98	24·71	24·91	25·05	24·66	24·60	324·36
Cambridge . . .	37·01	37·70	37·66	37·78	37·58	37·52	37·57	37·77	38·02	38·57	38·34	37·54	337·75
Cayenne	36·53	36·69	37·03	36·92	36·95	36·83	37·18	37·30	37·35	37·16	36·84	36·43	336·93

Die doppelte Krümmung der barometrischen Curve hat ihren Grund in der Feuchtigkeit, welche in der warmen Tages- und Jahreszeit den Luftdruck erhöht, um die Zeit, wo man nach der Höhe der Luftwärme ein Minimum erwarten sollte. Zum Beweise dieses Satzes dienen die auf Seite 188 gezeichneten Curven für den Gang des Luftdruckes und der trockenen Luft für Carlsruhe (Fig. 23).

Die Grösse der absoluten Barometerschwankung ändert beträchtlich ab. In den Tropen ist sie klein, nur wenige Linien, mit der geographischen Breite nimmt sie zu. In Mailand beobachtete man in 81 Jahren eine Differenz von 2·02″, in Carlsruhe während 41 Jahren 2·45″, in

Wien während 90 Jahren, in Petersburg während 19 Jahren 2·43′′. Da aber diese Differenzen mit der Zahl der Beobachtungsjahre wachsen, hat man in den angeführten Zahlen keinen Massstab zur Vergleichung. Einen solchen sucht man daher besser in den mittleren Differenzen der monatlichen Extreme. Kämtz berechnet diese im Mittel nach den verschiedenen Breiten wie folgt:

Mittlere monatliche Schwankung des Barometerstandes.

Breite	für das ganze Jahr	für den Sommer	für den Winter
0—10	1·32	1·20	1·24
10—20	2·13	1·85	2·23
20—30	3·74	2·79	4·44
30—40	6·00	4·47	7·41
40—50	9·23	6·26	11·99
50—60	11·69	8·28	14·63
60—70	13·68	9·45	15·78

Da diese Schwankungen der Mittel an Orten unter gleicher Breite oft ungleich sind, construirte Kämtz die isobarometrischen Linien durch die Orte mit gleichen monatlichen Schwankungen. Diese Linien verlaufen in den verschiedenen Monaten oft verschieden, so dass man sie wie die Isothermen für jeden Monat und jede Jahreszeit besonders construiren muss. Wir setzten oben die Zahlen für die kalte und die warme Jahreszeit bei.

Mit der Meereshöhe nehmen diese Schwankungen ab, ebenso wie dieselben Zahlen für die Wärme.

Ort	Höhe	Spielraum	Ort	Höhe	Spielraum
Padua	77′	8·87′′′	Bern	1688′	8·20′′′
Mailand	430	8·53	St. Gotthard . .	6450	7·96
Basel	830	8·97	St. Bernhard . .	7680	7·77

Die Barometerschwankungen nehmen stets an benachbarten Orten einen sehr ähnlichen Verlauf. Auf grössere Entfernungen hin entstehen kleine Abweichungen in den Curven, jedoch lässt sich der Verlauf im ganzen noch als übereinstimmend erkennen. Man erkennt aus dem Verlaufe einer Reihe von solchen Curven, dass die Atmosphäre von wellen-

förmigen Schwankungen bewegt wird, welche einen stetigen Verlauf nehmen. Mitunter kreuzen sich mehrere solcher Wellensysteme, ohne sich zu stören.

Bei der Interpolation einzelner Beobachtungen zum Zwecke barometrischer Höhenmessungen und zur Richtigstellung zweifelhafter Beobachtungen ist es wichtig, sich durch Vergleichung umliegender Stationen über den richtigen Gang des Luftdruckes Gewissheit zu verschaffen.

Mittlerer Luftdruck.

Es wurde bereits der Abhängigkeit des Luftdruckes von der Seehöhe eines Ortes gedacht. Diese Abhängigkeit tritt indessen nur bei unmittelbarer Vergleichung gleichzeitiger Barometerstände hervor, seien es nun einzelne Beobachtungen oder noch besser die Mittel aus grösseren Beobachtungsreihen, welche genau genommen aus denselben Zeiträumen gezogen werden sollten. Da man aus dieser Verschiedenheit des Luftdruckes in verschiedenen Höhen auch wieder umgekehrt auf die Grösse des Höhenunterschiedes schliessen kann, ist es nöthig, auf das Gesetz der Abnahme der Barometerhöhe mit der Erhebung vom Meeresniveau näher einzugehen.

Vorerst ist dabei zu untersuchen, ob der Luftdruck am Niveau des Meeres selbst überall derselbe ist, wie man ihn mit 28 Par. Zoll oder 760 Mm. in runder Zahl anzunehmen pflegt. Die Vergleichung der Beobachtungen in verschiedenen Breiten lehrt, dass diese Zahl, obwohl etwas willkürlich angenommen, doch nahezu der Wahrheit entspricht.

Für die nördliche Hälfte des atlantischen Oceans und seiner Küsten gibt Schouw folgende Mittel an:

Breite	Barometerstand in Par. Lin.	
	Atlantischer Ocean	Südasien
0	337·0	336·5
10	337·5	335·2
20	338·5	337·1
30	339·0	337·4
40	338·0	334·8
50	337·0	—
60	335·5	—
65	333·0	—
70	334·0	—
75	335·5	—

Wir ersehen daraus, dass keineswegs überall am Meeresufer derselbe Barometerstand angenommen werden kann. Weitere Beobachtungen müssen über den Luftdruck an verschiedenen Orten der Erde noch näher belehren. Wenn aber auch Orte an der Meeresküste unter gleicher Breite nicht den gleichen mittleren Barometerstand zeigen, so tritt doch überall auf demselben Längengrade vom Aequator nach den Polen deutlich eine Verschiedenheit hervor, welche in Einklang zu bringen ist mit anderen klimatischen Erscheinungen.

Der aufsteigende Luftstrom unter den Tropen und in Südasien bewirkt eine Verminderung des Luftdruckes; die Grenze der Passate, wo die äquatoriale Strömung wieder der Erdfläche sich nähert, ist bezeichnet durch eine Erhöhung des Luftdruckes daselbst.

Es ist nicht uninteressant, mit diesen mittleren Barometerständen die Extreme zu vergleichen, welche am Meeresniveau überhaupt beobachtet wurden.

Kane fand im Renselaer Hafen 78⁰37′ N., 70⁰55′ W. 348·0‴
M'Clintock und Walker im
Port Kennedy 72⁰0′ N., 94⁰14′ W. 349·7‴ (im April 1859)
Dieselben fanden als Minimum in demselben Monate 323·8‴
Scoresby im grönländischen Meere im Sommer 315·6‴

Da letzteres in den Sommer fiel, so ist es wahrscheinlicher, dass wir noch eher ein tieferes Minimum werden finden können, als ein höheres Maximum (Mühry in der österr. Zeitschrift für Met. I. 182).

Barometrische Höhenmessungen.

Die Abnahme des Luftdruckes mit der Erhebung über der Meeresfläche ist Gegenstand zahlreicher Untersuchungen geworden, da aus dieser Abnahme ein Schluss auf den Höhenunterschied verschiedener Beobachtungsorte gezogen werden kann. Durch Vergleichung zweier gleichzeitiger Barometerbeobachtungen kann man die Seehöhe eines Ortes messen. Es genügt jedoch hierbei nicht, einfach die Differenz der Barometerbeobachtungen zu nehmen und nach derselben in einer Tabelle den Höhenunterschied zu suchen, sondern es muss zugleich die Temperatur beider Stationen, sowie die geographische Breite in Berücksichtigung gezogen werden.

Ausser der barometrischen und thermometrischen Differenz wollen manche Beobachter auch noch den verschiedenen Feuchtigkeitsgehalt der Luft in Rechnung ziehen. Da aber hierdurch die Ausführung der Beobachtungen nicht unbedeutend erschwert wird, ohne dass man bei dem ungemein wechselnden Dampfgehalt der Atmosphäre dem erhaltenen Re-

sultate eine grössere Genauigkeit zuschreiben könnte, kann man diesen Factor wohl ausser Acht lassen.

Als Grundlage kann die Laplace'sche Höhenformel dienen:

$$h = 18336 \left[1 + \frac{2\,(t + t')}{100}\right] (1 + 000265 \text{ cos. } 2\varphi) \left[\left(1 + \frac{h}{r}\right)\right.$$

$$\left.\text{Log. } \frac{b}{b'} + 0{\cdot}868589\, \frac{h}{r}\right]$$

wo b und b' die auf den Nullpunkt reducirten Barometerstände, t und t' die betreffenden Temperaturen nach Centesimalgraden, φ das arithmetische Mittel der geographischen Breite, r den Erdradius (= 6,366.200 Meter) und h die in Meter ausgedrückte Höhendifferenz bedeutet.

Zur Berechnung mit Hilfe der Logarithmen ist die Formel in folgende Form gebracht:

$$h = 18382 \text{ log. } \frac{b}{b'} \left[1 + \frac{2\,(t + t')}{1000}\right] (1 + 0{\cdot}00265 \text{ cos. } 2\varphi) \left(1 + \frac{h}{r}\right)$$

Die Ausdrücke für die einzelnen durch Klammern vereinigten Grössen lassen sich bequem in Tabellen vereinigen, wie sie in der Anleitung zur Anstellung meteorologischer Beobachtungen von Dr. C. Jelinek gegeben sind.

Wir entnehmen diesem, für jeden praktischen Meteorologen unentbehrlichen Hilfsbuche die folgenden Tafeln.

Der Gebrauch dieser Tafeln erklärt sich am besten durch ein Beispiel:

Nach Beobachtungen in den Jahren 1861—1866 betrug im Mittel für

Leutschau	49°. 1' n. Br.	b' = 315·74	t' = 5·°76 R.	= 7·°2 C.
Wien	48·°12' „	b = 330·21	t = 7·°84 R.	= 9·°8 C.
Mittel . .	48·6		t + t'	17·0

Man hat nach Tafel I (folgende Seite):

Log. b	=	2·51879
Log. b'	=	2·49931
u	=	0·01948
Log. u	=	0·28959 — 2
A	=	4·27891
c	=	— 14
Log. h'	=	2·56826
c'	=	+ 2
Log. h	=	2·56828
h	=	370·0 Meter
Wien	=	194·4 „
Leutschau		564·4 = 1784·9 W. F.

Da das Barometer in Leutschau 16·1 W. F. tiefer hing als der höchste Punkt der Stadt, so ist für diesen die Seehöhe = 1801·0 W. F.

I. Barometrische Höhentafel nach Gauss mit Anwendung der Logarithmen.
1. $A = \text{Log. } 18382\ [1 + 0{\cdot}002\ (t + t')]$.

t + t′ Celsius	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
—10	4·25562	4·25553	4·25544	4·25535	4·25526	4·25517	4·25508	4·25500	4·25491	4·25482
— 9	25650	25641	25632	25624	25615	25606	25597	25582	25579	25570
— 8	25739	25730	25721	25712	25703	25694	25686	25677	25668	25659
— 7	25829	25818	25809	25800	25791	25783	25774	25765	25756	25747
— 6	25915	25906	25897	25888	25880	25871	25862	25853	25844	25835
— 5	26003	25994	25985	25976	25967	25959	25960	25941	25932	25923
— 4	26090	26081	26073	26064	26055	26046	26038	26029	26020	26011
— 3	26178	26169	26160	26151	26143	26134	26125	26116	26108	26099
— 2	26265	26256	26247	26239	26230	26221	26213	26204	26195	26186
— 1	26352	26343	26335	26326	26317	26309	26300	26291	26282	26274
— 0	26439	26430	26422	26413	26404	26396	26387	26378	26369	26361
+ 0	26439	26448	26456	26465	26473	26482	26491	26500	26508	26517
1	26526	26534	26543	26552	26560	26569	26578	26586	26595	26604
2	26612	26621	26630	26638	26647	26656	26664	26673	26682	26690
3	26699	26707	26716	26725	26733	26742	26751	26759	26768	26776
4	26785	26794	26802	26811	26820	26828	26837	26845	26854	26863
5	26871	26880	26888	26897	26906	26914	26923	26931	26940	26949
6	26957	26966	26974	26983	26991	27000	27009	27017	27026	27034
7	27043	27051	27060	27069	27077	27086	27094	27103	27111	27120
8	27128	27137	27146	27154	27163	27171	27180	27188	27197	27205
9	27214	27222	27231	27239	27248	27256	27265	27274	27282	27291
10	27299	27308	27316	27325	27333	27342	27350	27359	27367	27376
11	27384	27393	27401	27410	27418	27427	27435	27444	27452	27461
12	27469	27478	27486	27494	27503	27511	27520	27528	27537	27545
13	27554	27562	27571	27580	27588	27596	27605	27613	27621	27630
14	27638	27647	27655	27664	27672	27681	27689	27697	27706	27714
15	27723	27731	27740	27748	27756	27765	27773	27782	27790	27799
16	27807	27815	27824	27832	27841	27849	27857	27866	27874	27883
17	27891	27900	27908	27916	27925	27933	27941	27950	27958	27967
18	27975	27983	27992	28000	28009	28017	28025	28034	28042	28050
19	28059	28067	28076	28084	28092	28101	28109	28117	28126	28134
20	28142	28151	28159	28167	88176	28184	28192	28201	28209	28217
21	28226	28234	28242	28251	28259	28267	28276	28284	28292	28301
22	28309	28317	28326	28334	28342	28351	28359	28367	28376	28384
23	28393	28401	28409	28417	28425	28434	28442	28450	28459	28467
24	28475	28483	28492	28500	28508	28517	28525	28533	28541	28550
25	28558	28566	28574	28583	28591	28599	28608	28616	28624	28632
26	28641	28649	28657	28665	28674	28682	28690	28698	28707	28715
27	28723	28731	28740	28748	28756	28764	28773	28781	28789	28797
28	28805	28814	28822	28830	28838	28847	28855	28863	28871	28879
29	28888	28896	28904	28912	28920	28929	28937	28945	28953	28961
30	28970	28978	28986	28994	29002	29011	29019	29027	29035	29043
31	29052	29060	29068	29076	29084	29092	29101	29109	29117	29125
32	29133	29141	29150	29158	29166	29174	29182	29190	29199	29207
33	29215	29223	29231	29239	29247	29255	29264	29272	29280	29288
34	29296	29304	29312	29321	29329	29337	29345	29353	29361	29369
35	39377	29386	29494	29402	29410	29418	29426	29434	29442	29450
36	29459	29467	28475	29483	29491	29499	29507	29515	29523	29531
37	29539	29548	29556	29564	29572	29580	29588	29596	29604	29612

t + t' Celsius	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
38	4·29620	4·29628	4.29636	4·29644	4·29653	4·29661	4·29669	4·29677	4·29685	4·29693
39	29701	29709	29717	29725	29733	29741	29749	29757	29765	29773
40	29781	29789	29798	29806	29814	29822	29830	29838	29846	29854
41	29862	29870	29878	29886	29894	29902	29910	29918	29926	29934
42	29942	29950	29958	29966	29974	29982	29990	29998	30006	30014
43	30022	30030	30038	30046	30054	30062	30070	30078	30086	30094
44	30102	30110	30118	30126	30134	30142	31050	30158	30166	30174
45	30182	30190	30198	30206	30214	30222	30229	30237	30245	30253
46	30261	30269	30277	30285	30293	30301	30309	30317	30325	30333
47	30341	30349	30357	30365	30373	30380	30388	30396	30404	30412
48	30420	30428	30436	30444	30452	30460	30468	30476	30483	30491
49	30499	30507	30515	30523	30531	30539	30547	30555	30563	30570
50	30578	30586	30594	30602	30610	30618	30626	30634	30641	30649
51	30657	30665	30673	30681	30689	30697	30704	30712	30720	30728
52	30736	30744	30752	30760	30767	30775	30783	30791	30799	30807
53	30815	30822	30830	30838	30846	30854	30862	30870	30877	30885
54	30893	30901	30909	30917	30924	30932	30940	30948	30956	30964
55	30971	30979	30987	30995	31003	31010	31018	31026	31034	31042

II. Correction c, wegen der geographischen Breite, in Einheiten der fünften Decimale.

φ	c	φ	c	φ	c	φ	c	φ	c	φ	c
0°	+115	12°	+105	24°	+ 77	36°	+ 36	48°	—12	60°	—58
1	115	13	103	25	74	37	32	49	—16	61	—61
2	115	14	102	26	71	38	28	50	—20	62	—64
3	114	15	100	27	67	39	24	51	—24	63	—67
4	114	16	98	28	64	40	20	52	—28	64	—71
5	113	17	95	29	61	41	16	53	—32	65	—74
6	112	18	93	30	58	42	12	54	—36	66	—77
7	112	19	91	31	54	43	8	55	—39	67	—80
8	111	20	88	32	50	44	4	56	—43	68	—83
9	109	21	85	33	47	45	0	57	—47	69	—85
10	108	22	83	34	43	46	— 4	58	—50	70	—88
11	107	23	80	35	39	47	— 8	59	—54	71	—91

III. Correction $c' = \left(1 + \frac{h'}{r}\right)$ *in Einheiten der fünften Decimale.*

Log h'	c'	Log h'	c'	Log h'	c'	Log h'	c'	Log h'	c'
1·9	+ 1	2·4	+ 2	2·8	+ 4	3·2	+11	3·6	+27
2·0	1	2·5	2	2·9	5	3·3	14	3·7	34
2·1	1	2·6	3	3·0	7	3·4	17	3·8	43
2·3	1	2·7	3	3·1	9	3·5	22	3·9	54

Ueber die Genauigkeit der barometrischen Höhenmessungen haben verschiedene Beobachter Untersuchungen angestellt. Nach eigenen und Beobachtungen Anderer fand Rühlmann *):

1. Die aus Barometer- und Thermometerbeobachtungen berechneten Höhendifferenzen sind im Allgemeinen am Tage grösser als bei Nacht und zeigen eine bedeutende tägliche Periode.

2. Die aus Tages- und Monatsmitteln berechneten Differenzen zeigen eine jährliche Periode von geringerer Amplitude als die tägliche. Sie sind im Winter zu klein, im Sommer zu gross.

3. Die Jahresmittel geben nahezu richtige Höhen.

4. Die Variationen der periodischen Schwankung hängen mehr von der Temperatur als dem Barometerstande ab. Die Einflüsse beider Factoren finden in entgegengesetzter Richtung statt.

Diess erklärt Rühlmann dadurch, dass die Thermometer nie die wahre Temperatur der allgemeinen Luft angeben, sondern einen durch die Bodennähe modificirten Wärmegrad.

Auf die Genauigkeit der barometrischen Messungen hat auch die Entfernung der beiden Stationen einen wesentlichen Einfluss. Kořistka **) gibt dafür die folgenden Angaben:

Der	wahrscheinliche	Fehler	bei	1 Meile	Entfernung	beträgt	5·5	W. F.
„	„	„	„	7 Meilen	„	„	12·6	„
„	„	„	„	14 „	„	„	30·2	„
„	„	„	„	100 „	„	„	76·0	„

Dass die Fehler bei einzelnen Beobachtungen viel grösser sind, so dass Messungen zwischen entfernter gelegenen Punkten dadurch völlig unbrauchbar werden können, liegt in der Natur dieser Beobachtungen. Sie setzen völlig gleichmässige, normale atmosphärische Verhältnisse voraus. Sowie diese an zwei Orten in entgegengesetzter Richtung schwanken, sind correspondirende Beobachtungen nicht brauchbar.

Reduction des Barometerstandes auf das Niveau des Meeres.

Ebenso wie man aus dem Barometerstand auf die Seehöhe eines Ortes schliessen kann, lässt sich auch umgekehrt aus der letzteren berechnen, welchen Luftdruck man an einem beliebigen Orte haben würde, wenn derselbe in dem Niveau des Meeres liegen würde. Wenn man solche Rechnungen durchführt, erhält man durch Vergleichung der Barometerstände verschiedener Orte unmittelbar ein Bild über die Bewegungen in

*) Die barometrischen Höhenmessungen und ihre Bedeutung für die Physik der Atmosphäre von Dr. Richard Rühlmann, Privatdocent in Carlsruhe. Leipzig 1870.

**) Studien über die Methoden und die Benützung hypsometrischer Arbeiten, nachgewiesen an den Niveauverhältnissen der Umgebung von Prag, von Professor C. Kořistka. Gotha 1858.

der Atmosphäre, wie es sich sonst nur noch dadurch erhalten lässt, dass man jede Barometerbeobachtung in Beziehung bringt zu den Normalmitteln für den betreffenden Ort. Da diess aber nur an Stationen mit einer längeren Beobachtungsreihe möglich ist, wird die Reduction des Barometerstandes auf das Niveau des Meeres meist schneller zum Ziele führen.

Eine solche Reduction lässt sich mit Hilfe der bereits angeführten (S. 182) Formeln leicht durchführen. Aus der Formel

$$h = 18382 \text{ Log.} \frac{b}{b'} \left[1 + \frac{2\,(t + t')}{1000}\right] (1 + 0{\cdot}00265 \text{ Cos. } 2\,\varphi) \left[1 + \frac{h}{r}\right]$$

erhalten wir

$$\text{Log.} \frac{b}{b'} = \frac{h}{18382 \left[1 + \frac{2\,(t + t')}{1000}\right] (1 + 0{\cdot}00265 \text{ Cos. } 2\,\varphi) \left(1 + \frac{h}{r}\right)}$$

$$\text{log. } b = \text{log. } b' + \frac{h}{18382 \left[1 + \frac{2\,(t + t')}{1000}\right] (1 + 0{\cdot}00265 \text{ cos. } 2\,\varphi) \left(1 + \frac{h}{r}\right)}$$

Wenn wir für die in vorstehender Gleichung gegebenen Grössen aus den oben angegebenen Tafeln die numerischen Werthe suchen, so erhalten wir leicht die Barometerhöhe b am Meeresniveau.

Ein Beispiel möge diess erläutern.

Für Oberschützen ist die Seehöhe 1139′ (358·46 Meter)
die geographische Breite 47° 18′
der mittlere Luftdruck 323·73 Par. Lin.
die mittlere Wärme 8·5° C.
(die mittlere Wärme in der Meereshöhe daselbst 10·51 *).

Wir haben somit log. 358·46 + 2·55444

$\text{log. } 18382 \left[1 + \frac{2\,(t + t')}{1000}\right]$ nach Tafel I, S. 182 — 4·28059

Mithin als Werthe des Bruches in unserer Gleichung 0·27385—2

Die Correcturen für die geographische Breite und die Höhe ist in unseren Breiten sehr unbedeutend; wir vernachlässigen sie daher und haben

n. l. 0·27385—2 = 0·01879
und Log b = 2·51018 + 0·01879 = 2·52897
b = 339·04.

Zusammenhang des Barometerstandes mit anderen Erscheinungen.

Die Vergleichung gleichzeitiger Beobachtungen am Barometer und Thermometer ergeben in der Regel ein Steigen des ersteren beim Sinken des letzteren und umgekehrt. Es ist ja auch natürlich, da eine kalte, also dichte Atmosphäre stärker drücken muss als eine warme dünne. Ebenso

*) Berechnet nach Dr. Hann's Angaben, siehe Seite 65.

wird die Feuchtigkeit von Einfluss sein. Feuchte Luft wird bei der geringen Dichte des Wasserdampfes einen geringeren Luftdruck bedingen.

Weil der Luftdruck offenbar eine Gesammtwirkung aller Bestandtheile der Luft ist, so könnte man auch untersuchen, welcher Antheil einem jeden derselben bei dem Barometerstand zukommt. Man würde denselben in folgender Weise bei einer mässig feuchten Luft zu vertheilen haben:

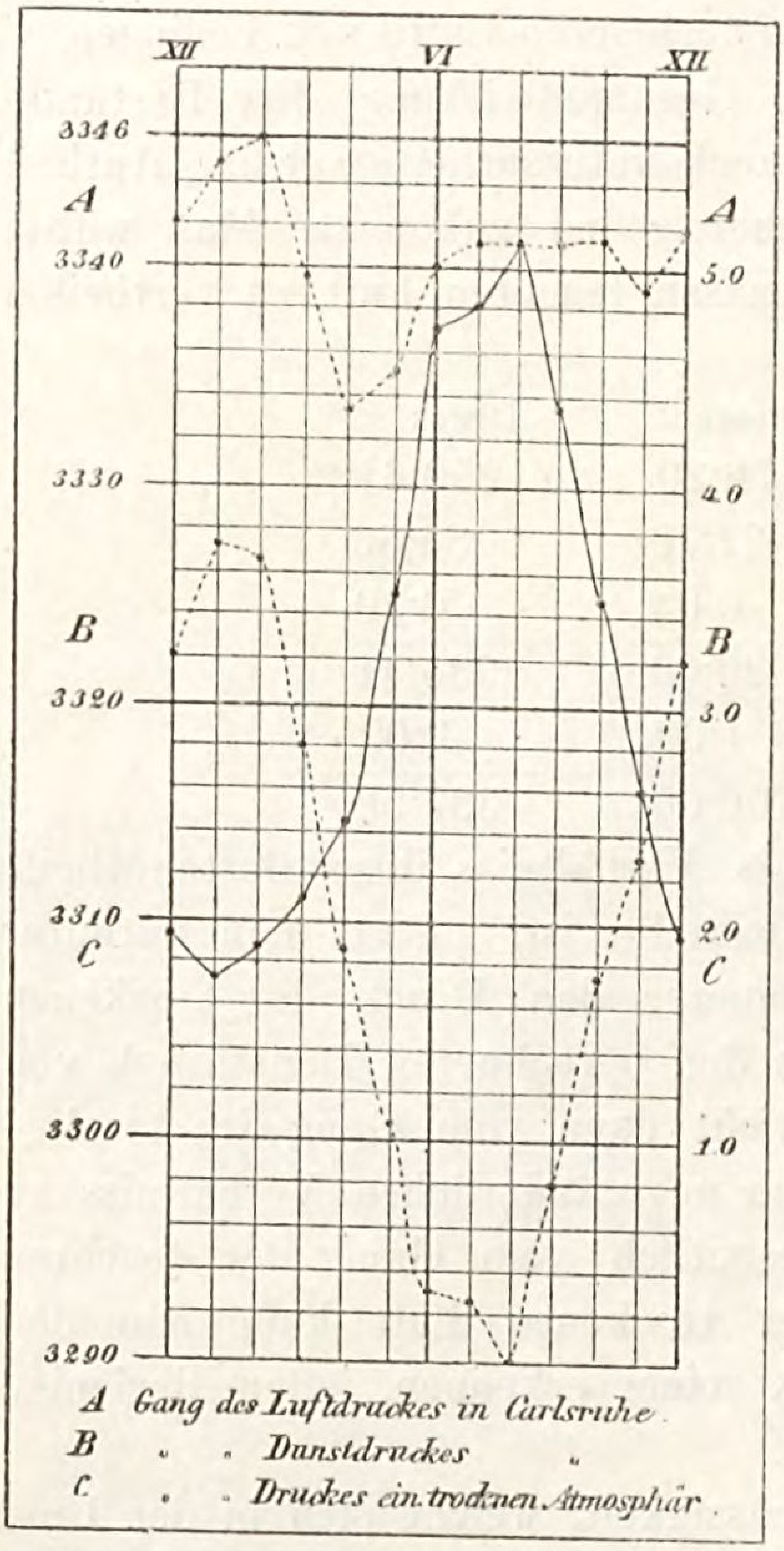
	Procente	Druck
Stickstoff	76·20	250·61‴
Sauerstoff	22·76	84·60
Kohlensäure	0·04	0·20
Summe der trockenen Luft	99·00	335·41
Hiezu Wasserdampf . . .	1·00	2·09
Gesammtsumme	100·00	337·50

Unter der Voraussetzung, dass das Verhältniss ihrer Bestandtheile in allen Schichten der Atmosphäre dasselbe ist, pflegt man mitunter nach den Beobachtungen am Psychrometer den Druck der trockenen Luft zu berechnen, indem man einfach den berechneten Dunstdruck von dem Barometerstand abzieht. Man spricht dann vom Gang der trockenen Luft, deren Bestandtheile in einem unveränderlichen Verhältniss zu einander stehen, der sich nicht unwesentlich vom Gang der feuchten Luft unterscheidet. In dem Gang der trockenen Luft kann man den Einfluss der Wärme auf den Luftdruck reiner erkennen, indem derjenige der Luftfeuchtigkeit ausgeschlossen ist.

Trotz der anscheinenden Gesetzmässigkeit, welche sich in der Umkehrung der Curven des Druckes der trockenen Luft und der Wärme für den jährlichen Gang oft herausstellt (siehe Fig. 23), ist es dennoch kaum möglich, dass wir hierin klar ein Naturgesetz vor uns sehen, da ja der in der unteren Luftschichte beobachtete Dunstdruck kaum dem Druck der Dunstmenge der ganzen Atmosphäre entspricht. Es würde das voraussetzen, dass die Dunstmenge in der Höhe proportional dem Luftdruck abnehmen müsste. Diess ist aber offenbar nicht der Fall, indem bald in der Höhe, bald in der Tiefe der Dunstdruck grösser ist. Wenn daher auch der Druck der Feuchtigkeit vom allgemeinen Luftdruck abzuziehen ist, so entspricht diesem Subtrahend doch nicht der aus den Psychrometerbeobachtungen in der untersten Luftschicht gefundene Dunstdruck.

Es zeigt sich auch hier wieder, dass durch das Zusammenwirken verschiedenartiger Kräfte der gesetzmässige Zusammenhang der verschiedenen Erscheinungen oft verwischt wird. Da die meisten Aenderungen in der Atmosphäre durch Bewegungen in derselben, durch die Winde, eingeleitet oder begleitet werden, so betrachten wir am besten alle diese

Fig. 23.



im Zusammenhang in einem folgenden Abschnitte und beschränken uns hier auf die Erwähnung dieses Zusammenhanges, welcher es mit sich bringt, dass man aus den Veränderungen im Barometerstand Aenderungen in der Witterung vorherzusehen im Stande ist. Dabei ist jedoch nicht zu vergessen, dass bei der Mannigfaltigkeit der auf den Barometerstand Einfluss habenden Umstände nicht immer klar erkannt werden kann, welcher derselben die Aenderung des Luftdruckes veranlasst. Aus der Beobachtung des Barometerstandes allein wird man daher auch nicht leicht einen Schluss auf die kommende Witterung machen können.

Der Zusammenhang der Windrichtung mit dem Luftdruck wird in der barometrischen Windrose am deutlichsten ersichtlich. Wir führten eine solche in graphischer Darstellung bereits auf S. 73 vor und wollen hier nach dem mehrerwähnten Schriftchen von Hann die barometrische Windrose von Wien beisetzen, wie sie nach elfjährigem Durchschnitt berechnete wurde. (Siehe folgende Seite.)

Für Wien ergibt sich demnach ein Maximum des Barometerstandes bei N., ein Minimum bei SW.-Wind. Im Winter sieht man das Maximum bei Ostwinden eintreten. Es ist diess im Einklang mit der Beobachtung, dass im Winter die Ostwinde die kältesten sind. Im Sommer sind die Verhältnisse geändert. Der Luftdruck ist bei Ost am geringsten. Da die Ostwinde für Wien zu den seltensten gehören, könnte man Zweifel in die Gesetzmässigkeit dieser Beobachtung setzen, und scheint die gleichfalls beobachtete höhere Temperatur darauf hinzudeuten, dass der Ost in Wien häufig nur ein schwacher Unterstrom der Atmosphäre ist, während in der Höhe warme und leichte Südwinde herrschen.

Eine Vergleichung der barometrischen Windrose mit der auf Seite 149 gegebenen thermischen Windrose liefert einen weiteren Beweis für die entgegengesetzte Bewegung der Curven für Barometer und Thermometer.

Barometrische Windrose von Wien.

Monate	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.
	300 Pariser Linien +							
December	32·08	33·60	31·57	30·60	31·38	28·82	29·55	30·66
Januar	31·87	29·30	32·50	31·68	29·89	28·09	29·98	30·98
Februar	30·26	32·05	31·25	31·25	29·24	28·44	29·24	30·16
März	30·85	30·84	29·96	29·28	28·05	28·07	28·81	29·53
April	30·26	29·76	29·16	28·81	28·08	28·73	28·89	29·18
Mai	29·75	30·70	28·46	28·38	27·80	28·98	28·81	29·53
Juni	30·09	30·43	29·70	29·23	28·63	29·03	28·74	29·47
Juli	30·85	31·17	28·84	29·33	29·19	29·58	29·15	29·94
August	30·97	30·16	29·77	29·76	29·79	29·15	29·60	30·19
September	31·76	30·96	30·04	29·89	29·33	29·68	30·26	30·50
October	31·47	30·10	30·83	30·74	29·67	28·81	29·64	31·31
November	31·79	32·46	31·17	30·18	28·45	26·13	29·19	30·75
Winter	31·40	31·65	31·77	31·17	30·26	28·45	29·59	30·60
Frühling	30·29	30·44	29·19	28·82	27·97	28·59	28·84	29·41
Sommer	30·64	30·59	29·44	29·44	29·20	29·25	29·16	29·86
Herbst	31·67	31·18	30·68	30·27	29·15	28·20	29·69	30·85

Einfluss des Luftdruckes auf die Organismen.

Da der Luftdruck auf die Verdunstung, auf die Auflöslichkeit von Gasen u. a. physikalischen Processe wesentlichen Einfluss äussert, liegt es nahe, auch auf die Summe dieser Processe, wie sie das organische Leben bietet, einen Einfluss zu erwarten. Dieser Einfluss liess sich jedoch bei den Pflanzen bisher nicht nachweisen, indem alle Erscheinungen auf grossen Höhen, welche man dem Luftdruck zuschreiben könnte, ebenso gut und noch eher dem Einfluss verschiedener Wärme- und Feuchtigkeitsverhältnisse zugeschrieben werden können. Diese Umstände sind auch vorzüglich bei der Thierwelt massgebend, obschon hier der Luftdruck eher von tiefergehender Wirkung sein kann. Auf den menschlichen Organismus sind dieselben bei Bergbesteigungen und Luftfahrten bereits erkannt. Es scheint, dass rasche Aenderungen des Luftdruckes einen ungünstigen Einfluss durch das Austreten von Blut aus zarten Hautstellen äussern, wogegen allmälige Aenderungen durch die mögliche Ausgleichung des Luftdruckes im Innern des Körpers mit der äusseren

Luft unschädlich sind *). Die sonstigen Erscheinungen (Kopfweh, Ohnmacht u. a.) lassen sich durch die geringe Menge des Sauerstoffes in dem gleichen Raume verdünnter Luft erklären.

Einfluss des Luftdruckes auf das Wasser.

Die Grösse des Luftdruckes steht in einem gewissen Verhältniss zu der Höhe des Meeresniveau. Bei grösserem Luftdruck ist das Meer bei Stockholm so niedrig, dass der Mälarsee in dasselbe abfliesst, bei geringem Luftdruck steht das Meer höher und fliesst umgekehrt in den See. Aus der letzteren Erscheinung schliesst man daher auf Regen und Wind. Aehnlich beobachtete man bei Liverpool, London, Lesina u. a. O. einen höheren Stand des Meeres bei niederem Luftdruck. 1″ Differenz der Quecksilbersäule entspricht 10—16 Zoll Veränderung im Wasserstande.

Auch bei Quellen beobachtete man eine Abhängigkeit des Wasserabflusses vom Luftdruck. Gasreiche Quellen insbesondere zeigen bei niederem Luftdruck ein stärkeres Perlen der Gasblasen als bei hohem. Es erklärt sich die Erscheinung leicht aus der geringeren Absorptionsfähigkeit der Gase bei geringerem Druck. Aehnlich ist die Wirkung des Luftdruckes auf die Kloaken und Kanäle, sowie auf Excrementen-Dünger, deren Flüssigkeiten bei niederem Luftdruck in auffallend bemerkbarer Weise die absorbirten Gase an die Atmosphäre ausströmen lassen.

Luftströmungen.

Allgemeines über die Entstehung derselben.

Die Bewegungen in der Atmosphäre entspringen denselben Ursachen wie diejenigen der tropfbarflüssigen Hülle der Erde. Auch in der Atmosphäre bilden die Temperaturverschiedenheiten neben und über einander liegender Luftschichten den ersten Impuls zu dem Streben nach Ausgleichung der Extreme. Auch hier wird dann die erste Anregung durch modificirende Einflüsse oft völlig verdeckt. Die Drehung der Erde und die mannigfaltige Gestaltung ihrer Oberfläche, Vertheilung des Festen und Flüssigen auf derselben und damit wieder die Aufnahme oder die Entfernung des gasförmigen Wassers, endlich aber auch noch die Strömungen des Meeres und die von ihm bewegten Eismassen, kurz zahlreiche Ursachen versetzen die Luft in beständige Bewegung. Die Leichtigkeit des Materials

*) Als Beweis dafür können die Erfahrungen dienen, dass selbst in einem Luftdruck von 2—3 Atmosphären die Arbeiten unter Wasser bei Brückenbauten ohne Nachtheil für die Arbeiter ausgeführt werden, und dass nur der plötzliche Uebergang hierbei Störungen im Wohlsein herbeiführt. Auch die Arbeiten der Taucher verlangen oft das Ertragen bedeutenden Luftdruckes.

lässt diese Bewegungen viel rascher, mehr local entstehen und es verschwindet das Gesetz oft unter zahlreichen Ausnahmen, aus denen wir es hervorsuchen müssen, um auch das scheinbar Regellose unter eine Regel zu bringen. Andererseits gestattet das in geringer Höhe über der Erdoberfläche von dem unmittelbaren Einflusse fremder Körper freie Element selbstständige Entwicklung von Bewegungen, deren Ausdehnung nicht an die Grenzen der Länder und Meere gebunden sind, sie gestattet das unbehinderte Walten von Strömungen über die ganze Erde.

Ungleiche Erwärmung verschiedener Luftschichten und daraus entspringende ungleiche Dichte ist also die häufigste Ursache der Entstehung einer Luftströmung, eigentlich sollte man sagen zweier Winde. Die warme Luft strebt als die dünnere von der Erdoberfläche sich zu erheben. Sie wird in den obern Luftschichten oft deutlich erkennbar, wenn sie Wolken mit sich führt (in einigen Fällen beobachtete man ihr Dasein durch Verbreitung vulkanischer Asche); die kalte Luft dagegen senkt sich und streicht an der Erdoberfläche in entgegengesetzter Richtung unter dem obern Winde zu dem Orte dessen Ursprungs.

Es ergibt sich hieraus, dass die Winde am häufigsten nicht da entstehen, woher sie kommen, sondern da, wohin sie wehen, indem die Stellen mit verdünnter Luft eine Aspiration, ein Saugen auf die umgebenden Luftmassen ausüben. Ganz allgemein aber gilt die Regel: in jener Richtung, in welcher die Differenz der Dichtigkeiten oder des Druckes benachbarter Luftmassen am grössten ist, erfolgt die ausgleichende Strömung oder der Wind, und zwar von der Gegend der grösseren Dichtigkeit nach jener der geringeren. Mannigfach sind übrigens die Veränderungen, welche die einmal angeregte Luftströmung auf ihrem Wege erleiden kann, was weiter unten gezeigt werden soll.

Aequatorial- und Polarwinde.

Vor Allem sind nun die Winde in's Auge zu fassen, welche der Temperaturverschiedenheit zwischen Aequator und Pol ihre Entstehung verdanken. Unten weht von den hohen Breiten her der kalte, oben vom Aequator her der warme Wind. Nord- und Südwind sind also die ursprünglichen Winde, von denen nur die polare Strömung fühlbar für die Bewohner der Erdoberfläche sein würde, wenn die Erde vom Aequator bis zum Pole hin die gleiche Breite hätte. Nun nimmt aber mit jedem Breitengrade die Weite des Entwickelungsfeldes für den äquatorialen Wind ab und umgekehrt für den polaren Wind zu. Zwischen den sich theilenden Strömen des letzteren muss also Raum bleiben, in welchen der bei seinem polwärts dringenden Vorschreiten zusammengedrängte Aequatorialwind Platz finden kann. Wir müssen also auch an der Erdoberfläche ebensowohl Winde aus Süden an der Erdoberfläche wahrnehmen wie solche aus Norden. Da das

Herabkommen der äquatorialen Strömung mit dem Stande der Sonne und der Gestaltung der Erdoberfläche sich ändern muss, so liegt hierin allein schon der Grund zu einem im Laufe des Jahres oftmals eintretenden Wechsel des Windes für unsere Breiten.

Ablenkung der Aequatorial- und Polarwinde durch die Rotation der Erde.

Die Bewegung der Erde um ihre Achse versetzt begreiflicherweise auch die Lufttheilchen in Bewegung. Ein jedes Lufttheilchen wird dieselbe Geschwindigkeit erlangen, wie sie die Erdoberfläche selbst hat, und diese hängt von der Länge der Parallelkreise ab.

Grad der Breite	Länge eines Grades in geogr. Meilen	Umfang der Parallelkreise in Meilen
0	15·000	5400
25	13·595	4894
45	10·607	3819
65	6·339	2282
80	2·605	938
90	0·000	0

Die einmal erlangte Geschwindigkeit werden die Lufttheilchen auch beim Uebergehen in andere Breiten noch beibehalten. Die Strömungen, welche in der Richtung der Meridiane gehen, müssen dadurch beeinflusst werden. Die äquatorialen Winde müssen, in höhere Breiten gelangt, der Erdoberfläche voraneilen und als westliche Winde erscheinen (Südwest auf der nördlichen und Nordwest auf der südlichen Erdhälfte). Die Polarwinde bleiben hinter der Erdoberfläche zurück und erlangen eine östliche Ablenkung (Nordost bei uns).

Je weiter von ihrem Ursprunge solche Winde daher beobachtet werden, desto mehr werden sie von ihrer anfänglichen Richtung abgelenkt erscheinen. Auf der nördlichen Halbkugel werden daher aus den Südwinden allmälig Südwest- und zuletzt Westwinde, aus den Nordwinden werden Nordost- und Ostwinde.

Im Mittel werden also hier bei dem Wechsel der Aequatorial- und Polarströmungen die Winde in der Richtung S., W., N., O., S. wechseln. Aehnlich ist die Ablenkung auf der südlichen Halbkugel, wo die Drehung im Sinne S., O., N., W., S. erfolgt. Diess Gesetz ist das bekannte Drehungsgesetz von Dove.

Winde und Calmen der Tropen.

Das Aufsteigen der erwärmten Luft wird vorzugsweise da stattfinden, wo die Sonne ihren höchsten Stand hat, also zwischen den Wendekreisen. Da man den aufsteigenden Strom durch eine Windfahne nicht wahrnehmen kann, erscheint die Atmosphäre durch ihn nicht bewegt, es ist Windstille. In der Nähe des Aequators ist dieser Vorgang am deutlichsten ausgeprägt. Hier besteht ein Erdgürtel von einigen Graden (6^0) Breite, den man die Region der Windstillen oder Calmen nennt. Diese Region wandert mit dem Stande der Sonne im Laufe des Jahres. Während unseres Sommers befindet sie sich zwischen 3^0 und 14—15^0 nördl. Breite, während des Sommers der südlichen Halbkugel reicht sie von 2^0 n. Br. bis 5^0 südl. Br. Drei Monate lang bleibt sie constant in ihrer nördlichsten oder südlichsten Lage, drei Monate dauert der Uebergang aus der einen in die andere. Uebrigens ist diese Erscheinung nicht um die ganze Erde herum gleich. Ueber dem Festlande gelangt sie nicht zur vollen Entwicklung; hier ist die Regenzeit das Resultat des Eintritts einer Gegend in den Calmengürtel. Im atlantischen Ocean bleibt die Calmenregion während des ganzen Jahres nördlich vom Aequator.

Die Calmen sind für die Schifffahrt sehr ungünstig, zum Theil wegen der ungesunden schwülen Hitze und der Unmöglichkeit die Segel zu benützen, zum Theil aber auch wegen der ausserordentlich heftigen Gewitter und Stürme, welche die Ruhe häufig unterbrechen.

Passate.

Zum Ersatz für die in den Calmen gehobene Luft stellt sich beiderseits des Aequators von den höheren Breiten her eine Luftströmung ein. Diese polaren Strömungen, welche auf ihrem Laufe schon beträchtlich von ihrer Richtung nach Osten abgewichen sind, werden in der Nähe der Calmenregion zu reinen Ostwinden. In der Nähe der Wendekreise sind sie Nordost und Südost, welche das ganze Jahr hindurch in derselben Richtung wehen und gegen die Region der Calmen immer mehr aus östlicher Richtung strömen. Diese constanten Winde sind die Passate. Auch sie entwickeln sich vorzugsweise über dem Meere und die Breite ihrer Erstreckung nach Nord und Süd ist mit den Jahreszeiten wechselnd. Ihre Grenze gegen den Aequator ist von der Lage und den Calmen abhängig. Die äussere Grenze fällt in die Nähe der Isothermen von 18—20^0 R. Für den atlantischen Ocean gibt Horsburgh die Grenzen, wie folgt:

Jahreszeiten	Südl. Grenze des NO. Passat	Nördl. Grenze des SO. Passat	Breite der Calmen	Nördl. Grenze des NO. Passat	Südl. Grenze des SO. Passat
Winter . . .	5° 45′	2° 30′	3° 15′	24° 14′	30°
Frühling . .	5° 47′	1° 30′	4° 17′	28° 5′	—
Sommer . .	11° 20′	3° 15′	8° 5′	29° 51′	27°
Herbst . . .	10° 0′	3° 15′	6° 45′	29° 38′	—
Jahr	8° 12′	2° 20′	5° 52′	27° 45′	—

Die Region der Passatwinde ist ausgezeichnet durch eine äusserst constante Witterung. Stürme sind ebenso selten wie Windstillen.

Der Oberwind in der Region der Passate, der Gegenpassat, ist selten bemerkbar durch kleine dem unteren Passat entgegenströmende Wölkchen. Mehrere Male wurde auf den Antillen und in Centralamerika das Fallen von vulkanischer Asche beobachtet, 80—200 Meilen östlich von dem sie erzeugenden Vulkan. Dieselbe konnte nur durch den oberen Passat dahin getragen sein.

Einzelne Berggipfel reichen in die Region des oberen Passat; so der Pic von Teneriffa 10500′, der Mouna Kea 12204′ auf Hawaii, wo man also denselben genau beobachten kann. Grössere Gebirgsmassen lenken den unteren Passat in die Höhe ab, können daher nicht zur Beobachtung des Gegenpassates führen.

Die Nähe der Continente bewirkt in der Regelmässigkeit der Passate locale Störungen. Als solche lassen sich insbesondere

die Monsune (Moussons)

auffassen, Winde des indischen Oceans, welche in der einen Hälfte des Jahres (unserem Sommer entsprechend) aus Südwest wehen, während sie zur Zeit unseres Winters aus Nordwest strömen. Als Ursache dieser Wechselwinde ist die Vertheilung der Continente um den indischen Ocean anzusehen. Im Sommer erhebt sich die Temperatur im südlichen Asien zu Monatsmitteln über 24°, so dass der thermische Aequator sehr weit nach Norden liegt. Durch diese hohe Wärmeentwicklung werden die Südostpassate der südlichen Erdhälfte über den Aequator hinaus gezogen, nehmen aber — zufolge der Erdrotation — eine südwestliche Richtung an und bilden so vom April bis October den Südwest-Monsun. In der anderen Hälfte des Jahres wird Südasien dagegen beträchtlicher abgekühlt als das Meer, der Wärmeäquator liegt durch das südliche Afrika, so dass die Nordostpassate von Asien jetzt ihren ungehinderten Verlauf über den indischen Ocean nehmen und von October bis April als Nordost-Monsune auftreten.

Diese Winde erstrecken sich über das indische Meer bis 10° südl. Br. und seine Grenzländer, Indien bis China, die Philippinen und Sundainseln nebst Nordost-Australien und Madagaskar. Jedoch sind in einzelnen Gegenden kleine Abweichungen von der Hauptrichtung bemerkbar.

Der halbjährige Wechsel des Monsun von einer Richtung in die andere wird schon Wochen lang vor seinem Eintritt durch hochziehende Wolken angedeutet, welche in einer der unteren Luftströmung entgegengesetzten Richtung ziehen. Dieser Wechsel ist stets von unregelmässig wehenden Winden, in den unteren Schichten der Atmosphäre oft von Stürmen begleitet. Die Calmen treten in dem indischen Ocean in einer sehr schmalen Zone auf, welche aber einen grösseren Wechsel ihres Standes in den Jahreszeiten zeigt.

Winde der gemässigten Zonen.

Die grosse Regelmässigkeit der Tropen finden wir in den Winden der höheren Breiten nicht. Es erforderte hier langjährige und genaue Untersuchungen, bis man das Gesetz der Aufeinanderfolge der Winde kennen lernte. Die Süd- und Westwinde unserer Breiten geben sich durch ihren hohen Wärmegrad und ihre Feuchtigkeit als äquatoriale, die Nord- und Ostwinde durch Trockenheit und Kälte als polare Winde zu erkennen. Die ersteren wehen mitunter als Oberwind und sind dann nur durch die hochschwebenden Lämmerwolken erkennbar, sie kommen aber auch häufig herab an die Erdoberfläche und nehmen dann oft die ganze Höhe der Atmosphäre ein. Die Polarwinde zeigen sich, besonders bei Beginn ihres Auftretens, vorzugsweise in der unteren Luftschicht, nehmen aber bei weiterer Entwicklung auch die ganze Lufthöhe ein und beide Ströme fliessen dann nebeneinander.

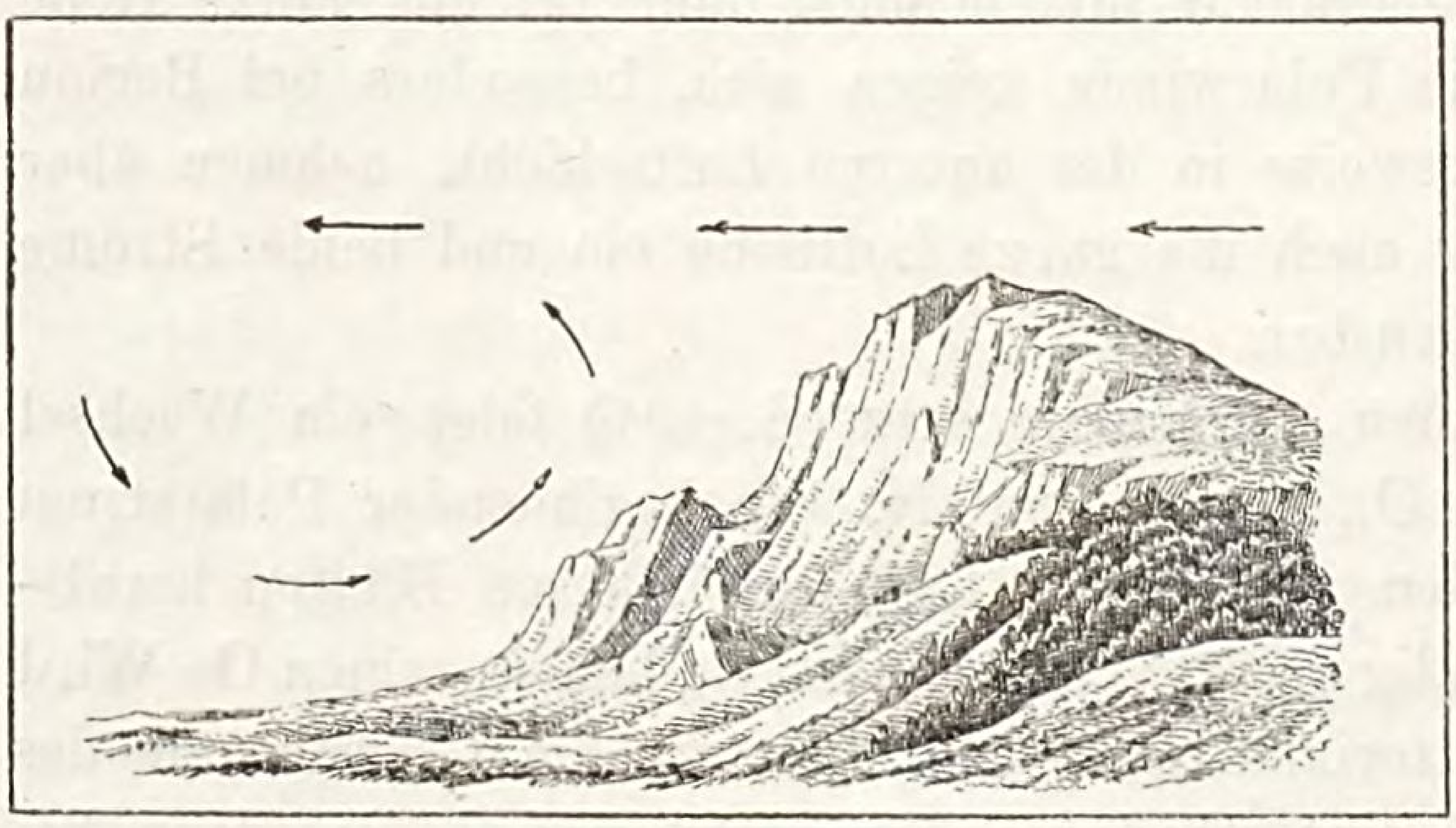
Aus dem Dove'schen Drehungsgesetz (S. 191) folgt ein Wechsel der Winde von N. nach O., S., W. und N. Ein beginnender Polarstrom wird sich als N. einstellen. Sobald er Luft aus höheren Breiten herabführt, wird der N. allmälig in NO. übergehen, endlich in reinen O. Wird er nun durch den Aequatorialstrom abgelöst, so ist die Resultirende des vorhandenen O. und des eintretenden S. ein Südostwind, der dann bei vollzogenem Uebergang zum Süd wird. Dieser geht bei längerem Wehen, wo er die Luft immer niederer Breiten mit sich führt, in SW. und W. über. Aus letzteren entsteht durch Zusammenwirken des ablösenden Polarwindes NW., so dass nun die Reihe sich wiederholt.

Das Gesetz erscheint nicht immer in seiner vollen Schärfe, da die Entstehung der Winde ja nicht immer demselben Orte zuzuschreiben ist. Mit der Ausdehnung des Entstehungsherdes wird die Dauer des Windes und die Mächtigkeit seiner Entwicklung zunehmen. Ist die bedingende

Ursache gering, so wird der Wind nicht völlig zur Herrschaft gelangen und ein Rückspringen der Windfahne ist die Folge. Diese Rücksprünge sind häufiger zwischen West und Nord, als zwischen Ost und Süd. Als Grund dafür lässt sich anführen, dass der Eintritt der Polarströmung stets heftiger sein wird, da dieselbe sich unter die entgegengesetzte Strömung drängen muss und dichtere Luft führt, auch sogleich von der Windfahne angezeigt wird. Die äquatoriale Strömung dagegen schiebt sich allmälig über jene, kann sich in der Höhe ruhiger ausbreiten und verdrängt ganz allmälig den polaren Wind. Da bei dem Wechsel der beiden Luftströmungen Rückfälle häufiger sind, so sind die Windrichtungen Südwest und Nordost als die Resultate der entschieden gewonnenen Herrschaft diejenigen, welche am constantesten wehen.

Locale Einflüsse können in verschiedener Weise ändernd auf die Windrichtung wirken. Es ist diess um so leichter erklärlich, als ja die Winde überhaupt mehr in den unteren Schichten der Atmosphäre wehen und daher Höhenzüge leicht dieselben ablenken können. Im Kleinen kann man sich leicht ein Bild davon machen, wenn man die verschiedenen Richtungen beobachtet, in welche die Häuserreihen einer Stadt einen Wind ablenken. Die Art der Modification durch ein Gebirge hängt viel von dem Winkel der Windrichtung zum Streichen des Gebirges ab. Ein Wind, welcher quer auf ein Gebirge weht, kann durch dasselbe so gehoben werden, dass er hinter dem Gebirge gar nicht wahrnehmbar ist oder durch Ansaugen der ruhenden Luft selbst einen entgegengesetzten Wind hervorruft. Es ist das eine Erscheinung, welche man bei Wasserströmungen in ähnlicher Weise beobachten kann, namentlich in Strömen unterhalb einer vom Ufer aus vorgeschobenen Landzunge. Zu den localen Störungen müssen wir eigentlich schon die Ursachen zählen, durch welche die Monsune hervorgerufen werden: hauptsächlich aber gehört dahin der Einfluss der Küsten und Gebirge in ihrer mannigfachen Gestaltung.

Fig. 24.



An der Westküste von Südamerika ist der Passatwind bis auf eine Entfernung von 40 Meilen vom Gebirge nicht bemerkbar. Die Anden bewirken eine Hebung desselben und erst in der angegebenen Entfernung kommt der Windfall, ähnlich einem Wasserfall, zur Erdoberfläche.

In dem „Windschatten“ beobachtet man ausser den täglich wechselnden Land- und Seewinden einen scharfen Südwest, der jedenfalls durch Ansaugen der Luft vom oben darüber wehenden Südostpassat erzeugt wird. Aehnliche Verhältnisse zeigen sich im westlichen Afrika, in Arabien, Persien u. s. f. In Centralamerika ist die Erscheinung ganz analog, doch bei der daselbst geringeren Höhe der Anden ist das Herabkommen des Passats schon in 15 Meilen Entfernung bemerkbar.

Auch in der gemässigten Zone lassen sich locale Winde nachweisen, welche dem Windfall und der Retroversion ihre Entstehung verdanken, nur sind sie wegen der weniger regelmässigen Folge der ursprünglichen Luftströmungen hier auch minder regelmässig.

Zu dieser Art von Erscheinungen gehört auch die folgende. Denken wir uns einen Wind längere Zeit in bestimmter Richtung wehend, rechts und links von seinem Laufe die Atmosphäre anfangs ruhend, so wird diese Ruhe nach und nach gestört, es wird von beiden Ufern der Luftströmung ein Herzuströmen stattfinden, eine Art secundären Windes bildend, dessen Richtung schief nach dem primären Winde hingeht. Dieses Ansaugen der seitlichen Luft ist in den Gesetzen der Mechanik wohl begründet und unter dem Namen des physikalischen Paradoxon bekannt. Es ist in der zuletzt angeführten Form auch bei jedem Flusse in dem Fliessen seines Wassers erkennbar; alle ausserhalb des Stromstriches in das Wasser geworfenen Gegenstände bewegen sich allmälig der Linie zu, wo die stärkste Strömung sich befindet.

Land- und Seewinde.

Land und Wasser haben eine sehr verschiedene Fähigkeit die Wärme aufzunehmen und zu behalten. Das Land erwärmt sich rascher, das Wasser aber behält nach dem Aufhören der Sonnenstrahlung die Wärme länger. Von dem warmen Lande wird daher bald ein aufsteigender Strom die Luft der Tiefe in die Höhe treiben, und an allen Küsten wird sich an sonnigen Tagen ein Ausgleich durch Herbeiströmen der kühlen Seeluft einstellen. Der Seewind wird sich in den Vormittagsstunden einstellen und bis zum späten Abend dauern, wo endlich die Temperatur des Landes durch Ausstrahlung unter diejenige des Wassers gesunken ist, so dass nun die wärmere Seeluft von der seitwärts zuströmenden abgekühlten Landluft in die Höhe gedrängt wird.

In der Höhe der Atmosphäre muss natürlich der entgegengesetzte Wind wehen, am Tage Landwind, zur Nachtzeit Seewind.

In den Tropen zeigen sich Land- und Seewinde am regelmässigsten, doch beobachtet man sie an den meisten Küsten der gemässigten und selbst der kalten Zone und zwar nicht nur an den Küsten des

Meeres, sondern auch bei jedem einigermassen bedeutenden Süsswasserbecken. Da jedoch die allgemeinen Winde, welche die Atmosphäre des ganzen Erdballes beherrschen, mit diesen localen Winden die verschiedenartigsten Combinationen bilden können, so ist die Richtung derselben nicht immer senkrecht auf die Entfaltung der Küste gerichtet. Auch kann durch die Richtung des allgemeinen Windes der eine der beiden wechselnden Winde stärker zur Entwicklung kommen, als der entgegengesetzte.

Ueber das Vorhandensein entgegengesetzter Winde in verschiedenen Höhen erzählt v. Buch ein auffallendes Beispiel. Auf Teneriffa werden durch solche Winde 2 Windmühlen getrieben, welche 900′ Höhendifferenz zeigen. Die untere wird durch einen Landwind aus Nordwest getrieben, während die obere gleichzeitig durch einen oberen Südwind in Bewegung gesetzt wird.

Morgen- und Abendwinde im Gebirge.

Diese Winde treten im Gebirge vorzugsweise in schmalen Thälern auf, bilden sich jedoch auch auf geneigten Lehnen der Anhöhen. Sie wehen am Tage in der Richtung gegen die Höhe zu, in der Nacht strömen sie dagegen thalabwärts. Als Ursache muss die Neigung der erwärmten Luft angesehen werden, sich einen Weg in die Höhe zu suchen, welchen Weg sie leichter in der schiefen Richtung längs der Thalsohle findet als senkrecht in die Höhe. Umgekehrt senkt sich dann auch Nachts die abgekühlte Luft längs der Neigung des Bodens herab. Auch diese Winde lassen durch Zusammenwirken verschiedener Ursachen manche Verschiedenheiten in Bezug auf Zeit des Eintretens, Stärke u. a. zu.

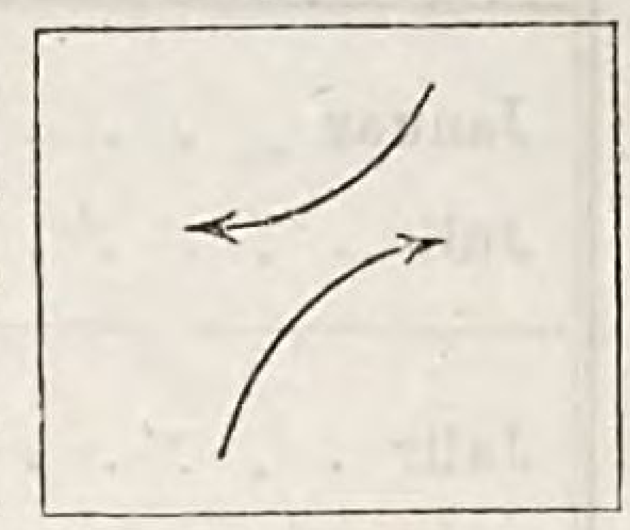
Einwirkung der Aequatorial- und Polarströmung auf einander.

Die äquatoriale Strömung, welche in den Calmen sich erhoben hat und über den Passaten sich polwärts bewegte, senkt sich in der gemässigten Zone zwischen die entgegenwehenden Polarwinde herab. Es werden sich somit beide Strömungen neben einander bewegen und als Resultate ihrer beiderseitigen Reibungen manche Erscheinungen zeigen, welche man ohne Berücksichtigung dieses Kampfes als ungeregelte Ausnahmen gelten lassen müsste.

Berühren sich beide Strömungen so, dass die äquatoriale Strömung die östliche Begrenzung der anderen bildet, so werden sie sich nach ihrer Berührung sowohl nördlich als südlich aus einander zu bewegen streben (Fig. 25). Der windleere Raum, der sich dadurch bildet, wird durch die

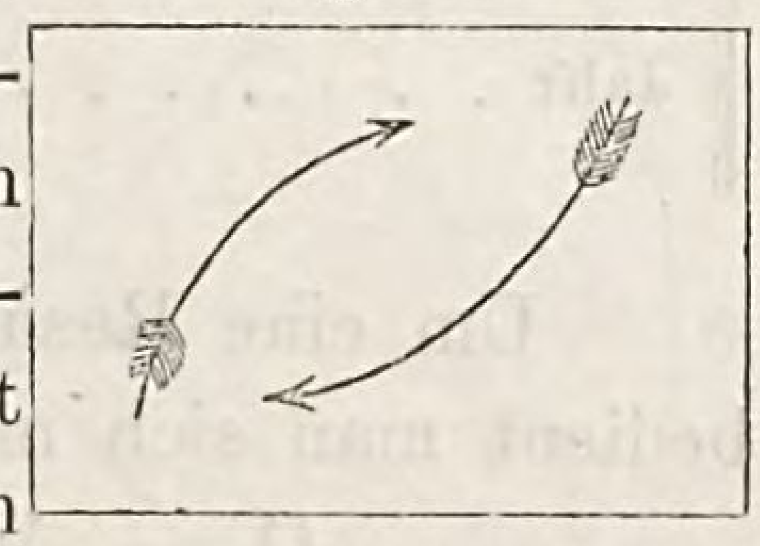
dichtere, also elastischere Polarströmung erfüllt, welche daher in nördlichen Breiten auch von Nordwest kommen kann, in niederen Breiten zum Theil in ähnlichem Sinne abgelenkt wird.

Fig. 25.



Befindet sich die polare Strömung östlich (Fig. 26), so drängen sich in ihrem Verlaufe die Strömungen derartig, dass ein Südwind in Südost, ein Nordwind in Nordwest verwandelt sein kann. Die Winde können sich bei dieser Lage gegenseitig von ihrem Ursprungsorte abschneiden, sie haben dann keinen Nachschub, verlieren ihre Geschwindigkeit und suchen sich dann nach dem Gesetz über die Lagerung verschieden warmer Schichten zu ordnen. Dadurch kann es kommen, dass ein Polarwind, welcher sich mit seiner kalten und dichten Luft unter den warmen Aequatorialwind drängt, sogar einmal von Süd kommt.

Fig. 26.



In vielen Fällen können auch die nebeneinander sich bewegenden Luftströme ohne viele und auffallende Störungen plötzlich in einander übergehen, indem eine seitliche Verrückung der Grenzlinie beider Gebiete diesen Wechsel herbeiführt. Für kürzere Zeit kann das Begegnen entgegengesetzter Strömungen auch eine Windstille erzeugen, indem sich die gleich starken Winde gegenseitig aufstauen, bis endlich wieder der eine oder andere Wind die Herrschaft behält.

Bestimmung der mittleren Windrichtung.

Wie bereits erwähnt, ist nur in den Tropen und in bestimmten Gegenden höherer Breiten insbesondere an den Küsten — das Wehen der Winde so regelmässig, dass man unmittelbar oder doch wenigstens ohne tiefere Untersuchung aus den Beobachtungen eine Gesetzmässigkeit erkennt. Gewöhnlich ist es aber wie bei den übrigen meteorologischen Elementen nöthig, durch Rechnung aus längeren Beobachtungsreihen das Wesen der Winde einer Gegend zu erkennen. Bei den Beobachtungen der Winde drängt sich nun zweierlei auf: die Richtung und die Stärke des Windes. Genaue Mittel sollten nur mit Berücksichtigung der beiden Factoren gezogen werden; da es jedoch schwer ist, von vielen Orten die Stärke des Windes zu bestimmen, begnügt man sich meist mit der Zusammenfassung des Windes nach verschiedenen Richtungen.

Die einfachste Art über die Winde einer Gegend Rechenschaft zu geben, ist die Anzahl der Beobachtungen zu zählen, welche man in gewissen Zeiträumen über jede Windrichtung aufzeichnete und direct diese Zahlen oder die Procente, welche auf jede Windrichtung kommen, aufzuzählen.

Windrichtung zu Oberschützen nach 5 täglichen Beobachtungen.

1869	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	OW.
Januar	104	12	10	6	8	5	2	7
Juli	47	6	1	1	40	7	12	37
Jahr	620	212	57	129	413	176	63	143
Dieselbe nach Procenten								
Januar	68	8	6	4	5	3	1	5
Juli	31	4	1	1	26	5	8	24
Jahr	34	12	3	7	23	10	3	8

Um eine Resultirende aus den einzelnen Beobachtungen zu erhalten, bedient man sich mitunter nach Lambert der Formel:

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{\text{O.} - \text{W.} + (\text{NO.} + \text{SO.} - \text{SW.} - \text{NW.}) \cos. 45^0}{\text{N.} - \text{S.} + (\text{NO.} + \text{NW.} - \text{SO.} - \text{SW.}) \cos. 45^0}$$

und erhält dadurch einen Winkel φ, welcher anzeigt, um wieviel Grade die mittlere Windrichtung von Nord abweicht.

Obiges Beispiel würde $\varphi = 2^0\ 1'$ ergeben, also eine mittlere Richtung, welche von Nord nur wenig gegen NO. gedreht erscheint.

Da diese Mittelzahl indessen ein wenig anschauliches Bild über die Winde eines Ortes liefert, wird sie von den meisten Beobachtern nicht gesucht und begnügt man sich mit der angegebenen Zählung der Winde. Durch die Lambert'sche Berechnung wird gerade dasjenige verdeckt, was allein zur Aufklärung der Witterungserscheinungen dienen kann, nämlich der Einfluss der verschiedenen einzelnen Luftströmungen, von denen auch die selteneren doch ihre bestimmte Rolle haben.

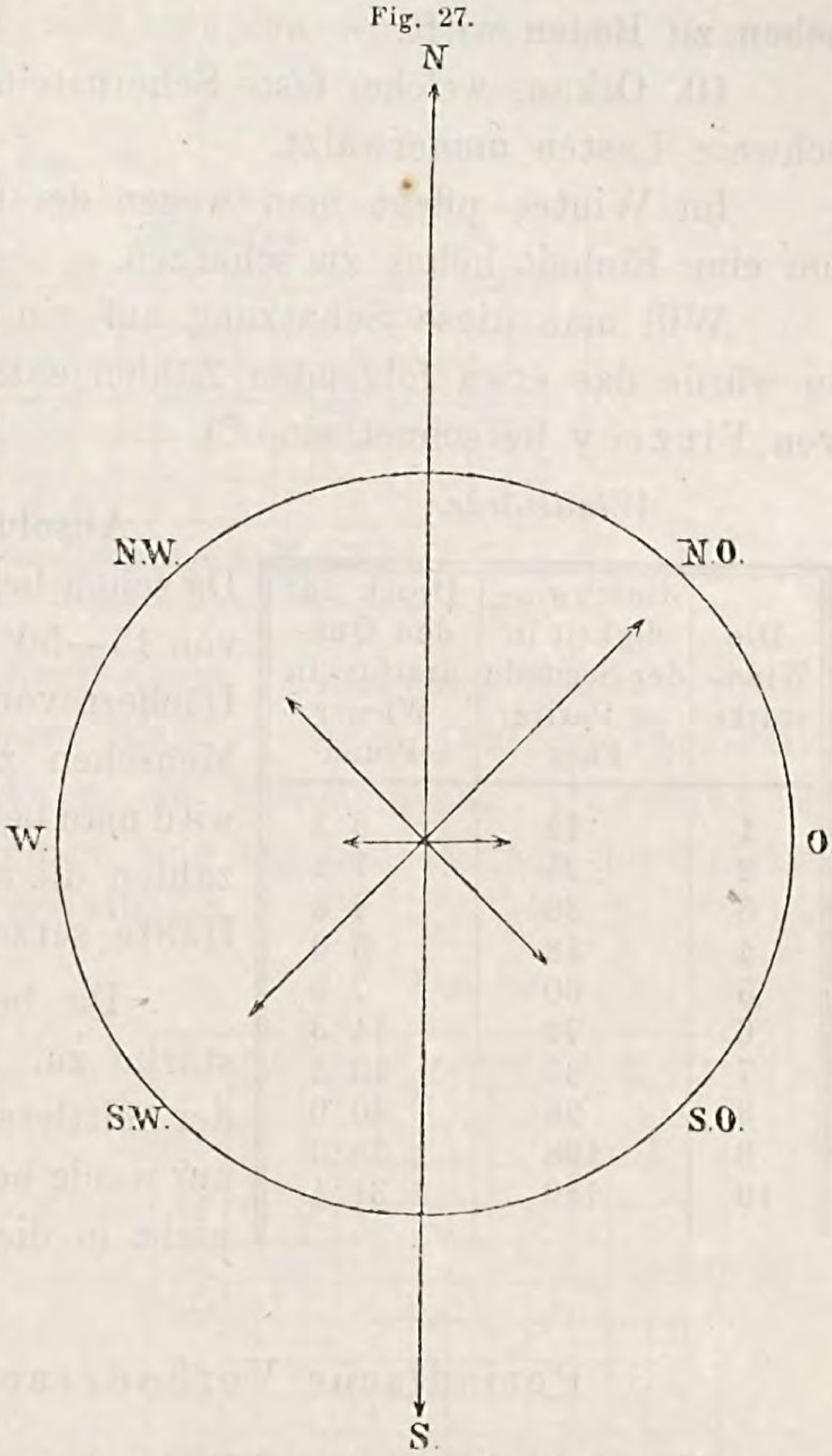
Ein ganz anschauliches Bild von den Winden einer Gegend erhält man dadurch, dass auf einer Windrose Pfeile vom Mittelpunkte in solcher Länge aufgezeichnet werden, als der Anzahl der beobachteten Richtungen entspricht. Für das angegebene Beispiel erhält man auf diese Weise das auf folgender Seite dargestellte Bild (Fig. 27).

Windstärke.

Die Stärke des Windes ist in beiden Fällen nicht berücksichtigt worden. Um sie genau zu finden, bedarf es eines sorgfältig gearbeiteten

Apparates, welcher den Druck des Windes auf eine bestimmte Fläche (etwa 1 Quadratfuss) misst oder den Weg bestimmt, welchen der Wind in einer gewissen Zeit zurücklegt.

Fig. 27.



Ein zur Messung der Windstärke dienender Apparat ist das Anemometer von Robinson. Es besteht aus 2 sich rechtwinklig kreuzenden Metallstäben, an deren Enden halbkugelförmige Blechstücke sich befinden. In diese greift der Wind ein und dreht zugleich mit dem Metallkreuze eine an der verticalen Spindel befindliche Schraube ohne Ende. Diese greift in mehrere Rädchen, durch welche verschiedene Zeiger gedreht werden, so dass man einzelne, Hunderte und Tausende von Umdrehungen abzählen kann. Aus der Geschwindigkeit der Halbkugeln lässt sich die Geschwindigkeit des Windes finden, welche jedenfalls in einem bestimmten Verhältniss damit stehen muss. Die Kosten eines solchen Apparates, sowie die Schwierigkeit seiner Aufstellung verhindern leider seine allgemeinere Verbreitung, so dass man sich gewöhnlich damit begnügt, den Wind aus der Bewegung abzuschätzen, welche er an Blättern, Bäumen etc. hervorbringt, und unterscheidet darnach 10 Stufen.

Scala für Beurtheilung der Windstärke.

0. Völlige Windstille.
1. Leichtes kaum merkbares Lüftchen.
2. Die Blätter der Bäume werden bewegt.
3. Die Blätter und schwächeren Zweige werden bewegt.
4. Mässiger Wind, welcher schon stärkere Zweige bewegt.
5. Ziemlich starker Wind, der die stärkeren Aeste bewegt.
6. Starker Wind, welcher die ganzen Bäume bewegt.
7. Sehr starker Wind, welcher Zweige abbricht.

8. Sturm, welcher Aeste oder schwache Bäume bricht und das Gehen im Freien schwierig macht.

9. Sturm, welcher starke Bäume bricht oder entwurzelt und Menschen zu Boden wirft.

10. Orkan, welcher feste Schornsteine umwirft, Häuser abdeckt und schwere Lasten umherwälzt.

Im Winter pflegt man wegen der fehlenden Belaubung die Zahlen um eine Einheit höher zu schätzen.

Will man diese Schätzung auf ein bestimmtes Mass zurückführen, so würde das etwa folgenden Zahlen entsprechen, welche nach Angaben von Fitzroy berechnet sind *).

Windstärke.

Die Windstärke	Geschwindigkeit in der Secunde = Pariser Fuss	Druck auf den Quadratfuss in Wiener Pfund
1	12	0·3
2	24	1·2
3	36	2·8
4	48	5·0
5	60	7·9
6	72	11·3
7	84	15·3
8	96	20·0
9	108	25·3
10	120	31·4

Absolut genau sind diese Angaben nicht. Da schon bei einer mittleren Geschwindigkeit von 35—50′ Beschädigungen an Kaminen und Dächern vorkommen, Bäume entwurzelt und Menschen zu Boden geworfen werden, so wird man bei Beurtheilung von Durchschnittszahlen die angeführten Zahlen wohl auf die Hälfte setzen können *).

Da bei Berücksichtigung der Windstärke zur Erzielung genauerer Feststellung der mittleren Richtung das Resultat meist nur wenig beeinflusst wird, pflegt man dieselbe nicht in die Rechnung einzubeziehen.

Periodische Veränderungen des Windes.

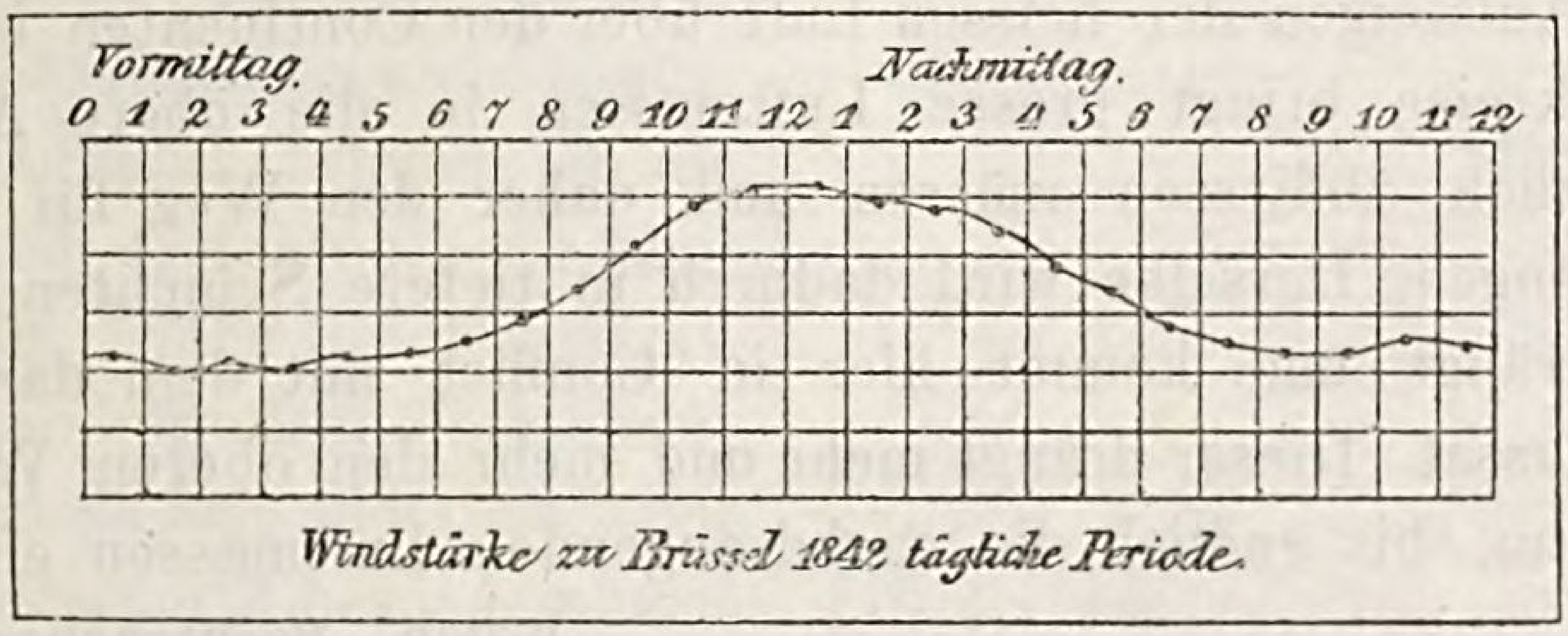
Die Veränderung des Windes ist stets eine Folge von der Aenderung anderer meteorologischer Erscheinungen, ebenso wie sie stets auch wieder die Ursache von solchen ist. Wie diese lassen sich auch beim Winde periodische und nichtperiodische Veränderungen aufsuchen. Sie können sich sowohl auf die Beurtheilung der Richtung als auch auf die Stärke des Windes beziehen.

Unter den periodischen Aenderungen der Windrichtung haben wir bereits die tägliche Periode an Küsten und in Gebirgen kennen gelernt. Eine jährliche Periode fanden wir bei den Monsuns. Aehnliche Perioden zeigen sich übrigens — obschon meist weniger auffallend — an vielen anderen Orten, werden jedoch hier erst durch Vergleichung längerer Beobachtungsreihen erkannt.

*) Anleitung zur Anstellung meteorol. Beobachtungen etc. von Dr. C. Jelinek.

Sie bestehen in der Regel in dem wechselnden Vorherrschen der Aequatorial- oder Polarströmung, sei es direct oder unter Mitwirkung ablenkender Ursachen. Da solche Perioden indessen meist zu sehr von localen Verhältnissen beeinflusst sind, werden wir sie bei der Besprechung localer Klimate erwähnen.

Fig. 28.



Auch die Windstärke unterliegt einem periodischen Wechsel, insoferne jede Windrichtung ihrer Natur nach zu einer gewissen Tageszeit ein Maximum und zu einer anderen ein Minimum hat. Quetelet in Brüssel hat für alle Winde zusammen eine tägliche Periode der Stärke gefunden, die hier in Curven dargestellt ist.

Fig. 29.

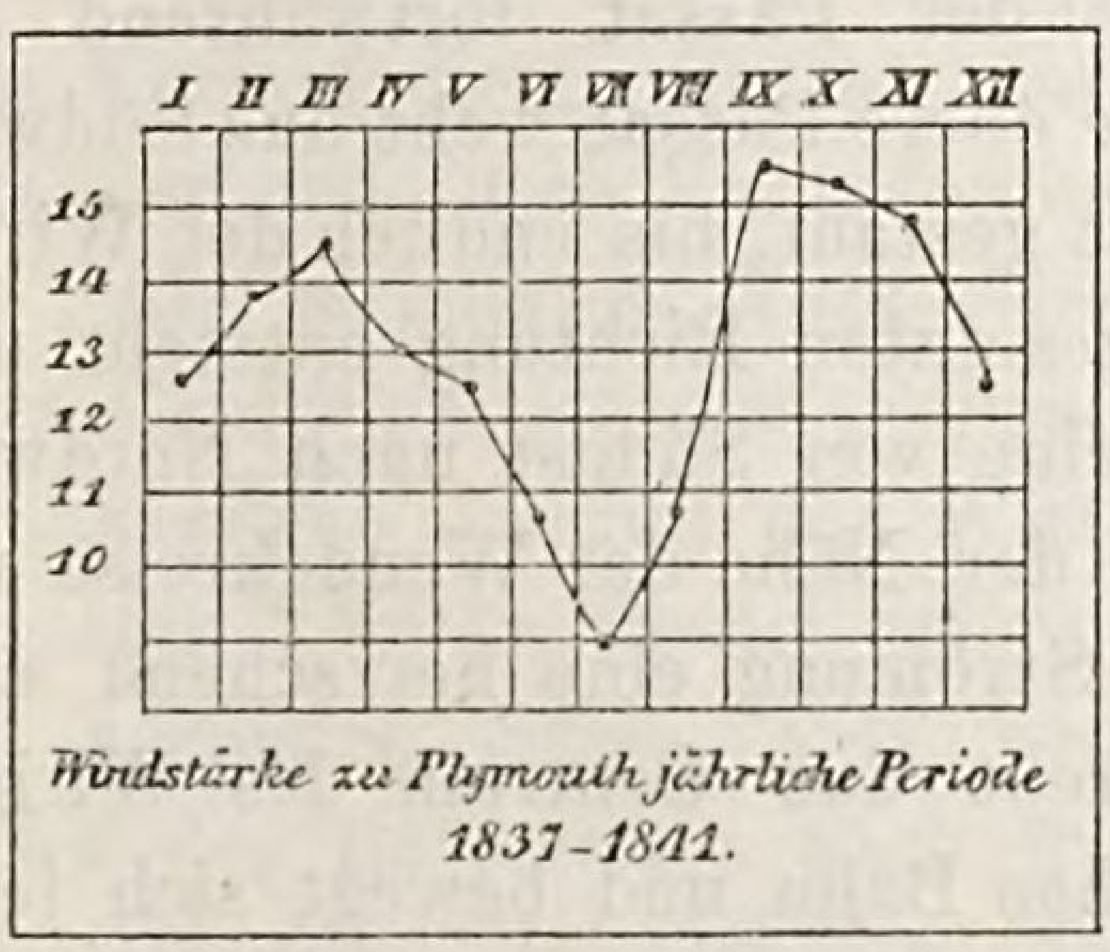
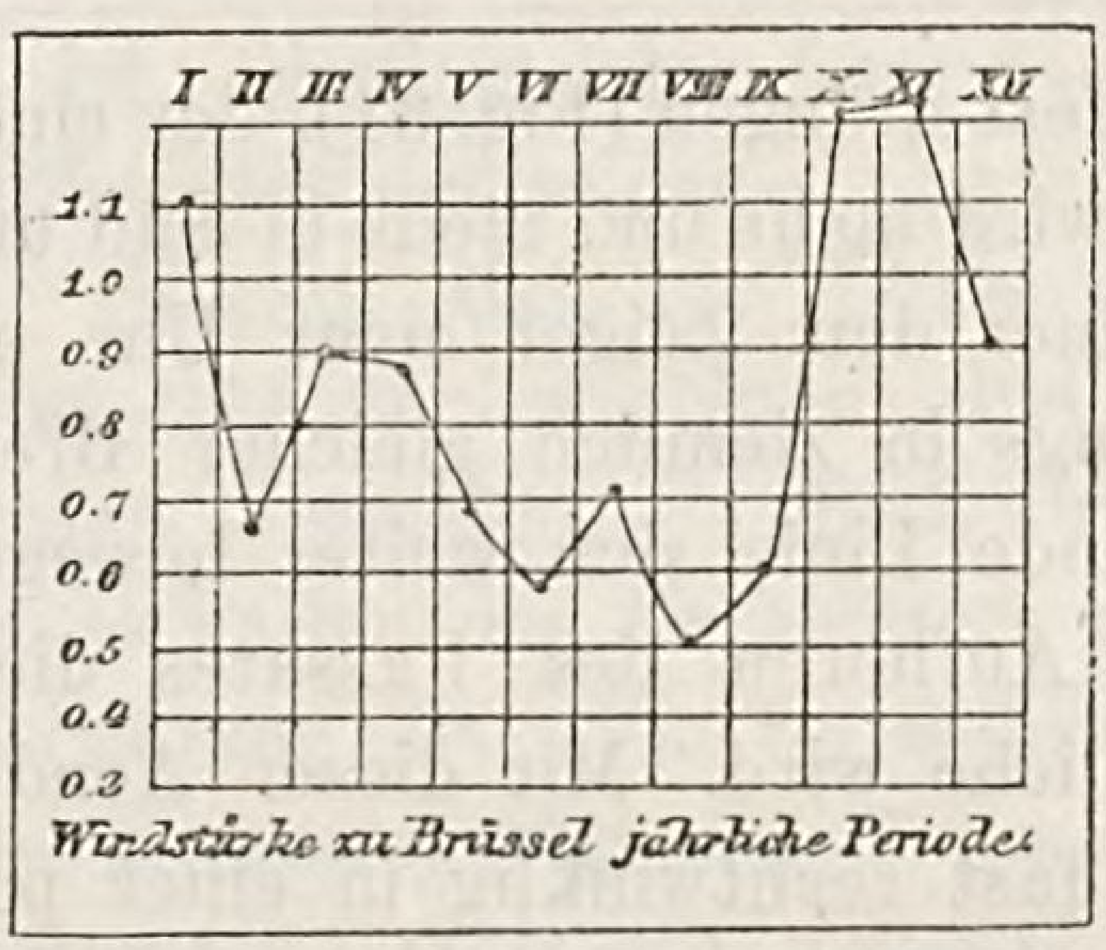


Fig. 30.



Die jährliche Periode der Windstärke ist nicht so stark ausgeprägt. Die Verschiedenheit zeigt sich in den Beispielen von Brüssel und Plymouth schon auffallend.

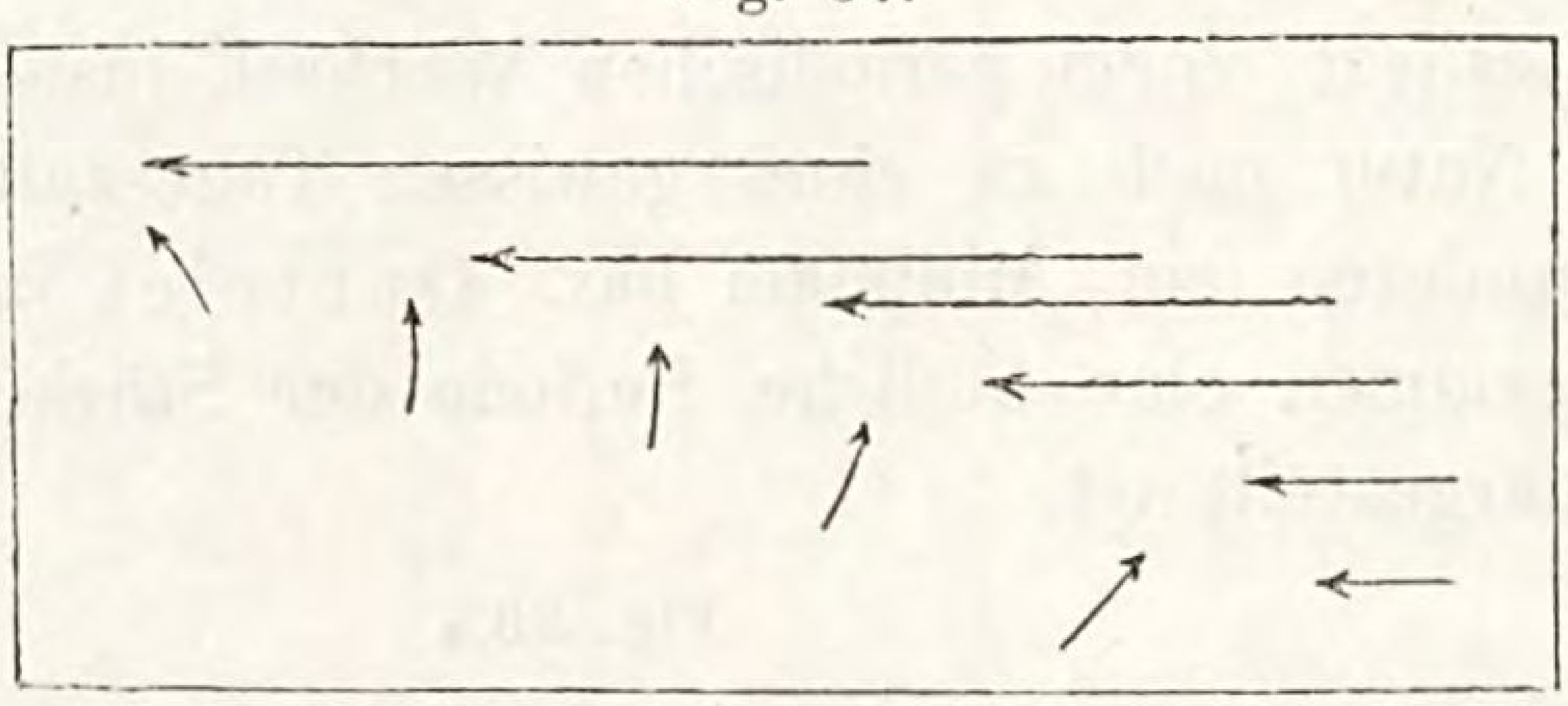
Nichtperiodische Aenderungen des Windes,

Innerhalb der Tropen wechseln die Witterungsverhältnisse und unter ihnen besonders die Winde nach einem regelmässigen Cyklus, der nur selten von Störungen unterbrochen erscheint. In den höheren Breiten ist ein so reger Wechsel der Erscheinungen, dass es, wie bereits erwähnt, eingehender Untersuchungen bedarf, um die Gesetze herauszufinden. Unter den Störungen im regelmässigen Wechsel der Winde werden vorzugsweise diejenigen beachtet, welche durch ihre Stärke der Beob-

achtung vorzugsweise sich aufdrängen, nämlich die Stürme. Diese sind vorzugsweise in der heissen Zone von bedeutender Stärke und zeigen häufig eine in kreisförmigem Wirbel fortschreitende Bewegung, von der man sie Wirbelstürme nennt. Das Gesetz ihrer Entwicklung hat Dove mit seinem Drehungsgesetz für die Winde überhaupt in sehr anschaulicher Weise in Einklang gebracht.

Das Aufsteigen der heissen Luft über den Continenten in der Nähe der Wendekreise bringt grosse Luftmassen in die obere Atmosphäre, welche seitlich abfliessen müssen und daher den Weg für den oberen Passat verengen. Derselbe wird dadurch in tiefere Schichten der Atmosphäre gedrängt und kommt hier in Conflict mit dem daselbst herrschenden Passat. Dieser drängt mehr und mehr den oberen Wind zurück und staut ihn, bis endlich die nachdrängenden Luftmassen einen Durchbruch verursachen und nun aus der Resultirenden des constanten Passates mit der mehr momentanen Kraft des eindringenden Windes eine drehende Bewegung entsteht. Auf der nördlichen Halbkugel wird der Passat fortwährend aus Nordost drängen (Fig. 31), der eindringende obere Passat weht aus Südwest und wird mehr und mehr in Süd und Südost gestaut, bis endlich der Wirbel in einer dem Zeiger einer Uhr entgegengesetzten Richtung entsteht und anfangs in ziemlich gleicher Breite um eine von Südost nach Nordwest liegende Linie sich weiter bewegt, bis in der Nähe der Wendekreise mit dem Aufhören des Passates die untere Strömung eine herrschend südwestliche wird. Mit dieser Aenderung dreht das Centrum des Wirbels sich fast rechtwinklig in einer parabolischen Bahn und bewegt sich jetzt in der Richtung von Südwest gegen Nordost weiter. Da jetzt der beengende Nordostpassat nicht mehr hemmend einwirkt, entfaltet sich der Wirbel nun auf einem grösseren Raum und verliert sich in geringerer oder grösserer Entfernung in höheren Breiten.

Fig. 31.

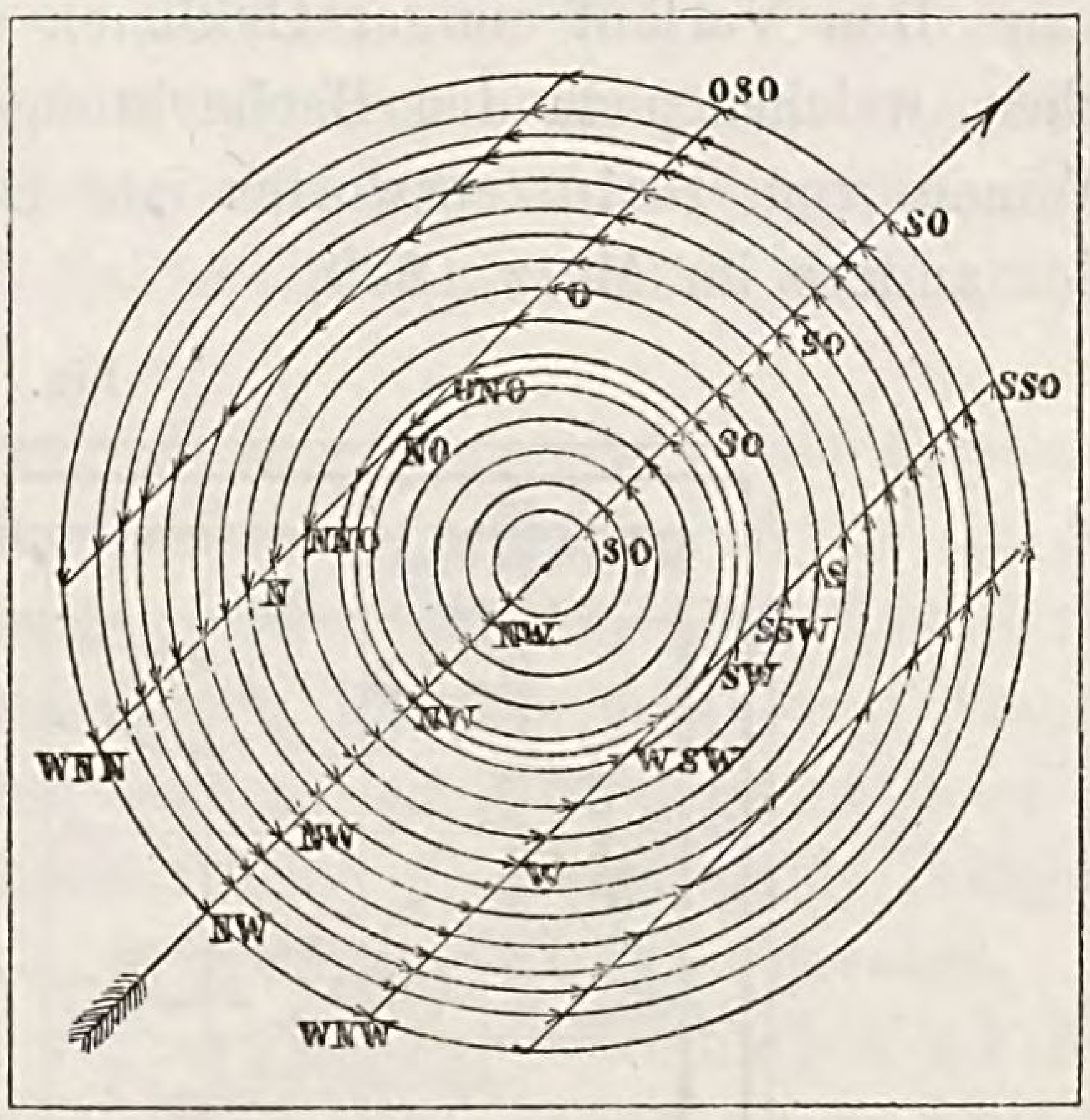


Diese Entfaltung der Wirbelstürme wird durch beifolgendes Schema (Fig. 32) anschaulicher, wo die Richtung des Hauptpfeiles diejenige der Fortbewegung des Centrums ist, während die kleineren Pfeile an den verschiedenen Punkten die gleichzeitig wehenden Winde andeuten. Auf der südlichen Halbkugel ist die Drehungsrichtung begreiflicherweise eine entgegengesetzte.

Solche Wirbelwinde oder Cyklonen sind vorzugsweise im Antillenmeere (Tornados oder Hurricans), im indischen und chinesischen Meere (Teifune) zu beobachten, sowie an der Westküste von Südamerika

(Papagallos). Sie sind begleitet von starken elektrischen Erscheinungen und heftigen Regengüssen und erreichen eine Stärke, von der man sich in Europa kaum einen Begriff machen kann. Die Heftigkeit ist vorzugsweise im Centrum des Sturmes eine ausserordentliche, so dass die grössten Bäume entwurzelt, Häuser und Schiffe zerstört und einzelne Balken und Steine auf bedeutende Entfernungen fortgeschleudert werden können. Glücklicherweise sind sie auch in den genannten Gegenden nicht häufig. Für die Schifffahrt bringen sie die bedeutendsten Gefahren, vorzugsweise in der Nähe des Centrums, wo der Orkan mit dem Fortschreiten des Wirbels fast plötzlich seine Richtung ändert und besonders noch der Umstand nachtheilig wirkt, dass die Wogen der See noch heftig aus einer Richtung stürmen, während der Wind schon die entgegengesetzte haben kann. Die Gefahr für die Schiffe ist aber bedeutend vermindert, seit man durch die Kenntniss vom Verlauf dieser Stürme im Stande ist, die Lage des Centrums zu erkennen und durch Veränderung des Schiffscurses demselben zu entgehen.

Fig. 32.



Als sicherstes Vorzeichen solcher Stürme und des Herannahens ihres Centrums ist das Fallen des Barometers zu betrachten. Bei dem regelmässigen Verlauf der Witterung in den Gegenden, wo diese Orkane auftreten können, deutet schon ein geringes Fallen des Barometers unter den normalen Stand eine bedeutende Störung an. Ein fortwährendes Fallen des Barometers nach Beginnen des Sturmes zeigt das Herannahen des Centrums, in welchem der Barometerstand stets ein ungewöhnlich niedriger ist. Bei tiefem Barometerstand darf, selbst wenn momentan Windstille eintritt, die äusserste Vorsicht nicht ausser Acht gelassen werden, da solche Windstillen im Centrum des Wirbels häufig sind und den Uebergang in das Wehen des Sturmes aus entgegengesetzter Richtung begleiten, welcher dann oft ohne alle weiteren Vorboten hereinbricht.

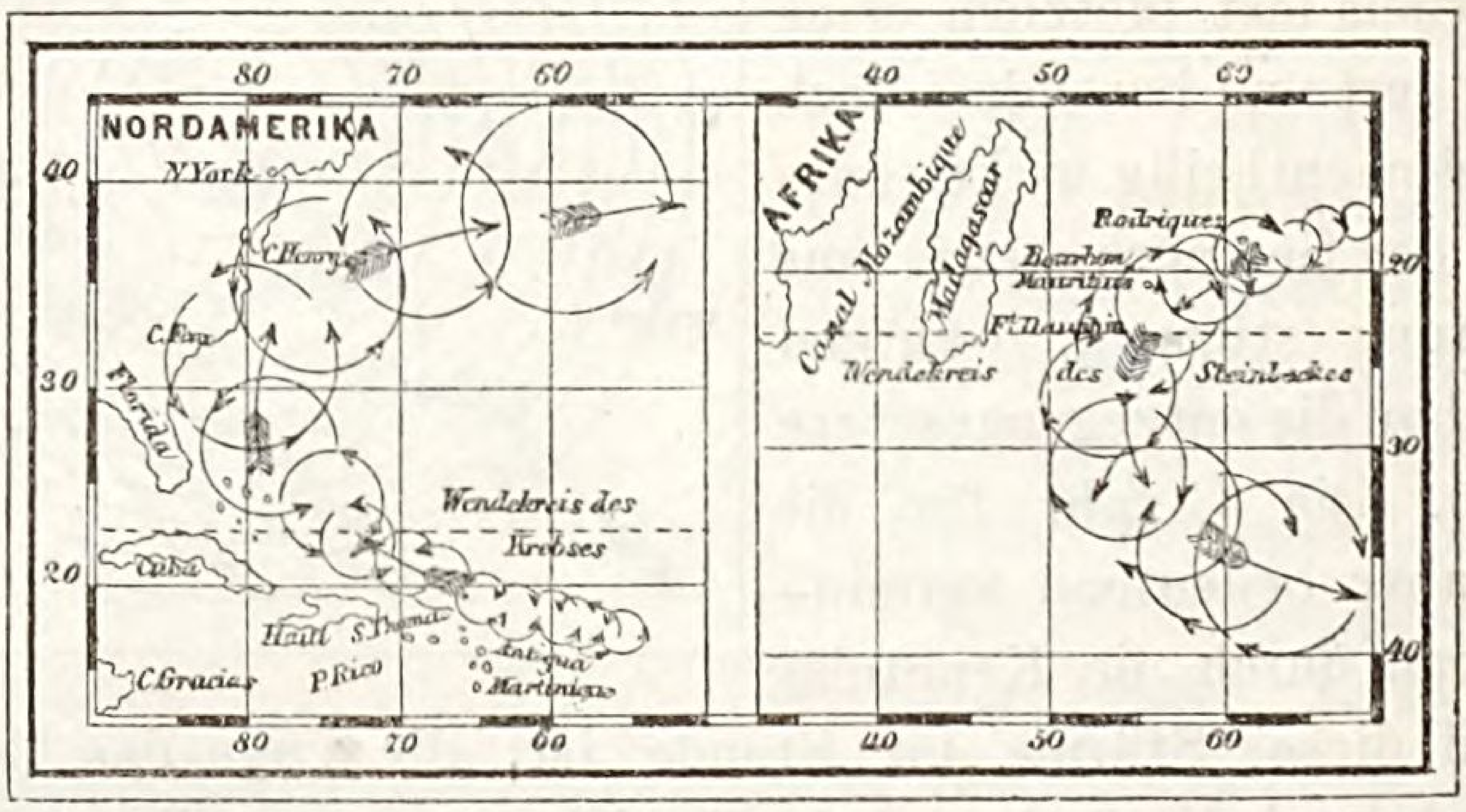
Um einem solchen Wirbelsturm zu entgehen, empfiehlt Dove für die nördlich gemässigte Zone: Wenn bei stark fallendem Barometer der Wind aus Südost beginnt und durch Süd in West hindreht, so liegt das Centrum in Nordwest und das Schiff muss nach Südost steuern. Setzt der Wind aus Ost ein und dreht sich nach Nord, so muss das Schiff nach Nordwest steuern. Zur genaueren Orientirung können die Schiffer eine Hornplatte benützen, welche die Zeichnung eines Wirbels enthält.

Diese Hornplatte legt man auf die Seekarte in der Art, dass ihr Nordzeichen auf den magnetischen Meridian und die Bezeichnung des wehenden Windes auf den Schiffsort zu liegen kommt. Man kann mit einer solchen Platte, deren natürlich für die beiden Hemisphären verschiedene sein müssen, ziemlich genau den Verlauf des Sturmes vorhersagen.

Den Grund für den im Centrum verminderten Luftdruck siehe Seite 217.

Den Verlauf einiger Cyklonen ersieht man aus beistehendem Kärtchen, welches nach den Beobachtungen einiger der merkwürdigsten dieser Winde von Reid entworfen ist. Der erstere wehte im August 1837, der andere im März 1809.

Fig. 33.



Die Zeit, in welcher solche Stürme einzutreffen pflegen, ist für Westindien vorzugsweise im August, September und October. Poey zählt 400 Hurricans in den Jahren 1493 und 1853, von denen 96, 80 und 69 auf die 3 genannten Monate kommen. In Ostindien bezeichnet ihre Häufigkeit den Wechsel der Monsune. Die chinesischen Teifune treten von Juni bis November auf.

Die Breite der Wirbel ist sehr verschieden und schwankt zwischen 15, 20 und 150—200 Meilen.

Wirbelwinde von ganz geringem Umfange nennt man Wettersäulen oder Tromben. Sie erscheinen auch in der gemässigten Zone häufig bei dem Begegnen zweier Winde von grösserer Stärke. Sie sind häufig von elektrischen Erscheinungen und Hagel begleitet und bewirken nicht selten die Wind- und Wasserhosen. Die ersteren entstehen auf dem Lande und sind schon von ferne kenntlich an den Staub- und Sandwolken, welche sie in eine Höhe von mehreren 100 Fuss wirbelnd mit sich führen. In der Höhe sind sie oft mit einer trichterförmigen Wolke in Verbindung, deren Spitze der Erde zugewendet ist. Auf dem Wasser reisst sie dieses mit sich und wird zu einer Wasserhose, welche den Schiffen gefährlich werden kann, indem sie bedeutende mechanische Wirkungen hervorbringen

kann. Man sucht sie desshalb, wenn man ihnen nicht ausweichen kann, durch Kanonenschüsse zu zerstören, was oft auch gelingt. Die Wettersäulen sind häufig vom Fallen des Barometers begleitet, und endigen nicht selten mit Regen und selbst mit Hagel.

Ausser den Wirbelstürmen werden aber auch andere Stürme beobachtet, indem überall, wo eine Auflockerung der Luft eintritt, von allen Seiten centripetal die Winde herbeiströmen, oder auch nur ein bereits vorhandener Wind durch solche locale Einflüsse zur Stärke eines Sturmes gesteigert werden kann. Da diese Stürme nach jenen Gegenden hin gerichtet sind, wo eine Auflockerung der Luft statthatte, kann man die Möglichkeit verstehen, aus dem Fallen des Luftdruckes einen Sturm vorher zu erkennen.

Solche Winde treten in verschiedenen Gegenden, besonders auf Gebirgen und Hochebenen oft plötzlich auf mit heftiger Kälte, in der deutschen Schweiz nennt man sie Guxen, in der französischen la Tourmente, in den russischen Steppen kennt man sie unter dem Namen Wiuga, im Altai und in Kamtschatka dauern diese mit heftigem Schneefall verbundenen aus Nordost wehenden Stürme oft länger als 24 Stunden und werden Burians oder Burana, in Labrador Purgas genannt.

Bekannter sind die localen Stürme, welche in den tropischen Wüsten wehen und wegen ihrer ausserordentlichen Trockenheit gefürchtet werden. Sie wirbeln ungeheure Massen feinen Sandes und Staubes auf und führen sie weithin mit sich, so dass sie die Sonne verdunkeln und fruchtbare Landstrecken durch Ueberschüttung in Wüste verwandeln. Viele Oasen sind durch sie schon zu Grunde gerichtet worden, die Ausbreitung der Sahara nach dem Nilthale (Verschüttung der egyptischen Bauten) und dem atlantischen Ocean ist ihr Werk. Durch den feinen, heissen Staub erscheint ihre Wirkung noch viel heisser, dieser Staub dringt durch die feinsten Oeffnungen der Wohnungen, der Kleidung und seine schmerzhaften Wirkungen auf den Körper kann man nur durch Einreiben mit Oelen mildern. Nicht nur lästig, sondern auch lebensgefährlich für Menschen und Thiere werden diese Wüstenwinde, doch hat man ihre Wirkung, ebenso wie die Unfruchtbarkeit der Wüsten überhaupt, früher sehr übertrieben, ihnen selbst giftige Eigenschaften beigelegt. In verschiedenen Gegenden treten sie zu anderen Zeiten auf, sind von verschiedener Dauer und Richtung. Man benennt sie mit den verschiedensten Namen.

Samum (Smum oder Samiel) ist in Arabien und Persien ein solcher Wind, die Egypter nennen ihn Chamsin. Er weht im Mai oder Juni etwa 2—3 Tage lang aus SO. In Vorderindien hat man den Tereno, am Senegal und der Küste von Guinea den Harmattan, welcher 3—4mal jährlich je 1—14 Tage lang in den 3 Wintermonaten weht, ebenfalls sehr trocken und staubig, jedoch kalt ist. Die patagonische

Steppe hat einen ähnlichen Wind, den Pampero, der kalt und trocken ist und oft 3—4 Tage lang mit heftigen Gewittern und Regen auftritt.

Als Ursache solcher Winde lassen sich nur locale Wärmedifferenzen angeben, welche durch die Steigerung der Wärmeaufnahme in dem pflanzenleeren Wüstensande vergrössert werden. Nicht immer sind die Winde rein localer Art, sie können auch Theile der grossen Luftströmung sein, welche die Wärmeextreme der Erde auszugleichen strebt und sind dann bloss Steigerungen derselben durch einzelne begünstigende Verhältnisse. Solche locale Steigerungen zu starken Winden und Stürmen treten auch an anderen Orten auf ausserhalb der Tropen. Einzelne derselben wollen wir noch im Folgenden betrachten.

Scirocco ist in Italien und der Levante, Solano in Spanien ein schwüler heisser Wind aus S. oder SO. Mit demselben Namen bezeichnet man auch in den Südalpen einen heissen Wind, während man in den Nordalpen dafür den Namen Föhn gebraucht. Diese beiden Winde, welche meist im Frühjahr und Winter, nie aber im Sommer wehen, sind nach Umständen trocken oder feucht, ersteres am Nordabhange des Gebirges und in der Tiefe der Thäler, letzteres am Südabhange und auf der Höhe des Gebirges. Als Grund davon lässt sich Folgendes angeben:

Wenn ein warmer Wind quer gegen eine ausgedehnte Gebirgswand stösst, so wird er gezwungen, sich in die Höhe zu bewegen. Bei der Erhebung wird die Wärmecapacität der Luft gesteigert, der Wind wird in der Höhe um so kälter, je dünner er wird. Auf der entgegengesetzten Seite des Gebirges senkt sich der Wind wieder und wird in demselben Masse wärmer, je mehr die Luft durch Hinabfliessen in tiefere Schichten dichter wird. Hatte der ursprüngliche Wind mässigen Dampfgehalt, so wird dieser bei der Erhebung auf die Kämme und Gipfel flüssig. Nebel und heftige Niederschläge sind die Folge, eine weitere Folge ist aber auch, dass die früher im Dampf gebundene Wärme nun frei wird und um ihren Betrag der Wind weniger abgekühlt wird *). Beim Hinabfliessen zum Thal wird nach der Abgabe des Dampfes der Wind sehr trocken erscheinen, zumal nun auch noch die in der Höhe weniger verminderte Temperatur in den abgeschlossenen Thälern des Gebirges, wo kein seitlicher Verlust stattfindet, höher werden kann als sie ursprünglich dem

*) Wird ein trockener Luftstrom gezwungen, zur Gipfelhöhe der Alpen 11000 bis 12000 Fuss aufzusteigen, so kühlt er dabei um etwa 25° ab, sinkt er auf der andern Seite wieder um das frühere Niveau, so muss er die frühere Wärme wieder erlangen. Bei einem feuchten Luftstrom würde die Abkühlung nur 16° betragen, die Wärme an der jenseitigen Seite des Gebirges muss dem entsprechend höher sein (Hann in Jelinek Zeitschrift. I. 261). Es ist leicht verständlich, dass auf der Windseite des Gebirges die Temperaturabnahme der Wärme nach oben sehr merklich verzögert sein muss in Folge der Condensation von Wasserdampf. Auf der Lee- oder Föhnseite des Gebirges muss die Wärmezunahme zu gleicher Zeit nach unten sehr rasch sein.

Winde eigen war. Der Föhn der Alpen ist hierdurch erklärt. Dieser warme Südwind hat also nicht seinen Ursprung in der Sahara, welche ja im Winter kühl ist und auf ihren Plateaux selbst Frost hat. Der Föhn ist ein Theil der äquatorialen Luftströmung, die durch die Lage der Alpen einen besonderen Charakter erhält. Ja wenn eine feuchte Luftströmung, von Nordwest kommend, die Alpen überschreitet, treten die nämlichen Erscheinungen ein; die südlichen Alpenthäler haben dann ihren warmen, trockenen Föhn, und die nördlichen Thäler, sowie die Höhen erhalten die Niederschläge des feuchten Windes.

Föhnartige Winde können also auch in jedem Gebirge auftreten, dessen Lage eine ähnliche ist. Grönland zeigt einen ähnlichen Wind aus SO., welcher über das Innere der Insel streichend auf der Westseite erst niederen Barometerstand, Regen und Wärme bringt, später aber klaren Himmel und ausserordentliche Trockenheit.

Ebenso zeigen die Abhänge des Elbrus gegen den Kaspisee einen ähnlichen Wind; in Siebenbürgen wird auch ein solcher Wind beobachtet.

Bora heisst am adriatischen Meere (Triest, Fiume, Dalmatien) ein Sturm aus Nord und Nordost, welcher meist plötzlich sich mit bedeutender Heftigkeit erhebt, wenn längere Zeit Sciroccalregenwetter herrschte. Der vor Beginn der Bora sehr niedrige Luftdruck hebt sich rasch, die Wärme sinkt bis fast auf den Nullpunkt, mitunter, wenn auch nur selten, etwas tiefer. Die Luftfeuchtigkeit nimmt rasch ab. Vorzugsweise erscheint dieser Wind im October bis December, sowie im Februar und März. Im Sommer ist er selten und nie heftig. Sein Bezirk ist im Norden scharf durch den Karst begrenzt und eine wesentliche Eigenthümlichkeit sind bei seinem ohnehin schon heftigen Wehen plötzliche Windstösse von ausserordentlicher Heftigkeit.

Die Bora verdankt ihr Entstehen der allgemeinen polaren Luftströmung, welche durch die Eigenthümlichkeit des steil gegen die Küste abfallenden Gebirges modificirt wird. Die Polarströmung findet über den Karst hinwehend eine warme feuchte Sciroccalluft vor sich. Da diese durch die Berührung mit der kalten Luft der Höhe rasch abgekühlt und durch Verdichtung grosser Dampfmengen ein luftverdünnter Raum erzeugt wird, stürzt sich durch die Schluchten des Karstes der zur Bora verstärkte Sturm zum Ersatz nach. Ein solcher Windstoss wird natürlich das Gleichgewicht in entgegengesetztem Sinne stören, und die Stösse des Sturmes weiterhin verbreiten, bis in die zurückgebliebene Leere von neuem Stösse nachdringen.

Der Bora ähnliche Winde beobachtet man ebenfalls an anderen Gebirgen, wo steile Abhänge ähnliche Verhältnisse hervorrufen, so an der Ostküste des schwarzen Meeres, wo man ihn ebenfalls Bora nennt.

Bei diesen Winden zeigt sich auch die bereits erwähnte Thatsache des Entstehens von Unterwinden in entgegengesetzter Richtung durch das Ansaugen der Luft aus dem „Windschatten.“ Näheres über Scirocco und Bora folgt in dem Abschnitte über das Klima der adriatischen Küstenländer.

Einfluss des Windes auf die Temperatur.

Ebenso wie der Wind die Folge ist von der ungleichen Erwärmung nebeneinander liegender Luftmengen, ebenso ist er auch die Ursache von Temperaturveränderungen der Orte, welche er berührt. Er bringt die ihm eigene Wärme mit sich an entferntere Orte und modificirt die daselbst vorhandenen Witterungserscheinungen durch seinen grösseren oder geringeren Vorrath an Wärme, ob dieselbe nun in freiem oder gebundenem Zustande in ihm enthalten ist. Die durch ihn bedingten Veränderungen der Wärme bedingen oft bedeutende Abweichungen in dem Klima eines Ortes und man kann wohl alle Störungen im Gange der Wärme auf den Einfluss der Luftströmungen zurückführen, deren gegenseitiges Ausgleichen den mittleren Stand hervorruft. Dieser mittlere Stand ist daher aber auch nur selten der wirklich vorhandene Zustand.

Hieraus folgt, dass dort, wo die Winde keinem raschen Wechsel unterworfen sind, wie in den Tropen, auch der Gang der Wärme dadurch wenig beeinflusst wird, während der schnelle Wechsel der Windrichtungen in höheren Breiten so häufig die Wärmeperioden unterbricht, dass sie erst nach längerer Beobachtungsreihe kenntlich werden.

Wo der Wind periodisch wechselt, wird die Wirkung auf den Wechsel der Temperatur ebenfalls sich zeigen. So wird der Wechsel der Land- und Seewinde das Küstenklima gleichförmiger machen. Der Wechsel des Windes in Gebirgsthälern bedingt den oft sehr grellen Temperaturunterschied am Abend, wo nach Sonnenuntergang die kühle Luft des Gebirges herabzufliessen beginnt. Der jährliche Wechsel der Winde wird gleichfalls selbst in den Tropen durch Temperaturschwankungen kenntlich. Das geschieht z. B. in den Gegenden, wo die Passate bei ihrer jährlichen Verschiebung entweder von den Calmen abgelöst werden oder wo sie durch das Herabkommen des obern Passates eine Aenderung in ihrer Ausdehnung erleiden. Auch der Wechsel der Monsune ist von sehr bemerkbaren Wärmeschwankungen begleitet.

Aber auch da, wo bei öfterem Wechsel der Winde eine Richtung vorherrscht, wird sie dem Klima eines Landes einen bestimmten Charakter aufprägen. Das milde Klima der westeuropäischen Länder stammt zum grossen Theil von dem Vorherrschen südwestlicher Winde, wie sie

als Aequatorialströmung vom mexicanischen Golf feucht und warm über den atlantischen Ocean herüber wehen. Das östliche Europa und das angrenzende Asien empfängt nicht mehr diese feuchtwarmen Winde, sondern die trockene Luft der Sahara, welche bei der winterlichen Abkühlung Nordafrika's nicht einmal sehr erwärmend wirken kann.

Ganz im Einklang mit anderen Ursachen ist der erwärmende Einfluss der äquatorialen Luftströmung auf die Westküsten sowie der abkühlende der polaren Winde auf die Ostküsten.

Gebirge, Hügel und selbst Wälder können durch Aufhalten eines Windes locale Abweichungen vom Klima benachbarter Orte hervorbringen. Die Alpen beschützen gewisse Gegenden der Küste des mittelländischen Meeres gegen die kalten Nordwinde, so z. B. Nizza, die Gegenden am Lago maggiore, Comersee etc. In den Ebenen von Orange wird das Land durch eine Reihe von Hügeln geschützt, wodurch ein Saum des Landes geeignet wird für verschiedene Culturgewächse, die in grösserer Entfernung nicht gedeihen. Höhen von 600′ werden beim Einfallen des Windes unter 15° einen Raum von 6480′ schützen können. Hierdurch erklären sich Wärmeerhöhungen bis zu 1°. Daher gedeiht am Comer- und am Gardasee die Olive, welche in der südlichen Lombardie nicht vorkommt. Gegen horizontale Winde schützen schon niedrigere Höhen, ja man pflegt im Rhonethal durch hohe Hecken die Gemüsepflanzungen vor den schädlichen Winden zu schützen.

Thermische Windrose.

Um in unseren Breiten bei dem raschen Wechsel der Winde und der dadurch oft verwischten Eigenthümlichkeit einer Luftströmung doch deren Einfluss richtig zu beurtheilen, ist es nöthig, eine sogenannte thermische Windrose zu berechnen. Diese gibt für jeden Wind die Temperaturmittel an, welche man beobachten würde, wenn der Wind stets aus derselben Richtung geweht hätte. Hierbei muss natürlich der Einfluss der periodischen Aenderungen der Temperatur ausgeschlossen werden.

Dove verfährt in der Weise, dass er die mittlere Windrichtung des Tages mit dem Mittel aus den Temperaturextremen vereinigt; er entfernt dadurch zugleich den Einfluss der Bewölkung, welcher ja auf das Maximum und Minimum in entgegengesetztem Sinne wirkt. Um eine jährliche Periode zu berechnen, wird die Temperatur der einzelnen Monate als constant angenommen und um ferner einzelne Störungen zu eliminiren, werden die erhaltenen Mittel nach der Bessel'schen Formel umgerechnet.

Sehr ungünstig wirkt bei vielen Orten ein Umstand, welcher die Berechnung einer thermischen Windrose fast zur Unmöglichkeit macht. Diess ist der Umstand, dass die Windrichtung, welche die Windfahne anzeigt, oft nur ein localer Unterstrom ist, welcher von gar keinem oder höchst unbedeutendem Einfluss auf den Gang der Witterung, insbesondere der Wärme ist, während die herrschende Luftströmung sich in den Beobachtungen am Thermometer gar nicht erkennen lässt. Diess wies Lorenz*) in dem Beispiel von Brunn, an der Südbahn unweit Wien, nach. Dort beobachtet man häufig nach Sonnenuntergang einen localen Ausgleichswind von der benachbarten Höhe, dem Lichtenstein, herab, einen kühlen Südwind. An anderen Tagen kommt auch von den 10 Meilen weiter südlich gelegenen Alpenhöhen ein etwas länger dauernder, noch kälterer Südwind herab, ebenfalls also noch ein localer Wind. Als dritten Wind aus Süden beobachtet man den Scirocco, der als warmer Wind besonders um die Zeit der Aequinoctien bemerklich wird. Diese drei Arten von Südwind sind in Bezug auf alle begleitenden meteorologischen Erscheinungen verschieden; eine Windrose, welche deren Wirkungen gemeinsam betrachtet, wird nur ein verwirrtes Bild geben können. Da es aber in vielen Fällen sehr schwierig ist, die Herkunft eines Windes zu erkennen, muss man solche Unterscheidungen erst noch anbahnen. Jedoch ist es nöthig daran zu denken, dass man den ohne solche Unterscheidung durch thermische, barische, atmische u. s. w. Windrosen ausgedrückten Gesetzen keinen allzu hohen Werth beilege.

Um locale Winde, welche sich nicht schon durch eigenthümlichen Charakter als solche kennzeichnen, von verallgemeinernden Betrachtungen einigermassen auszuschliessen, wird in vielen Fällen dadurch geholfen sein, dass man nur solche Winde in Rechnung zieht, welche längere Zeit hindurch wehen. In anderen Fällen wird eine Vergleichung mit benachbarten Beobachtungsstationen lehren, welche Winde der gleichen Richtung man auch wirklich ihrer Natur nach als gleichbedeutend ansehen könne, und wenn man nur für solche die Mittelwerthe sucht, wird sich das gesuchte Gesetz in reinerer Gestalt darstellen, als es auf Grundlage der gewöhnlichen Beobachtungen, wo nur die Richtungen der Winde unterschieden werden, geschehen kann.

Wir geben in folgender Tabelle die thermische Windrose für Wien nach Hann's Berechnung (Sitzungsberichte der kais. Akademie der Wissenschaften 1867).

*) Jelinek, Zeitschrift f. Meteorolog. II. 144.

Thermische Windrose für Wien.

	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.
December	— 2·78	— 2·64	— 2·10	— 1·60	— 0·30	+ 1·30	+ 1·44	+ 0·38
Januar	— 2·41	— 2·50	— 2·92	— 1·18	— 0·54	+ 1·52	+ 1·75	+ 0·02
Februar	— 1·90	— 1·47	— 2·45	— 1·43	+ 1·10	+ 3·28	+ 2·21	+ 0·41
März	2·15	1·24	2·28	3·63	5·61	5·23	4·16	3·33
April	6·44	7·79	8·59	8·74	9·71	7·91	6·66	6·98
Mai	10·16	11·16	12·66	12·68	13·07	12·90	10·93	10·26
Juni	13·64	14·18	20·50	17·18	17·50	15·58	13·66	13·88
Juli	15·26	17·00	18·76	17·67	17·96	18·02	15·07	15·12
August	14·37	16·86	16·79	17·49	18·35	15·51	14·92	14·93
September	10·97	12·97	14·21	13·31	14·60	14·70	12·25	11·72
October	8·95	10·37	8·44	9·30	10·17	9·89	9·53	8·80
November	0·54	0·56	2·09	2·83	1·17	5·13	2·58	2·12
Winter	— 2·36	— 2·20	— 2·49	— 1·40	+ 0·09	+ 2·03	+ 1·80	+ 0·27
Frühling	6·25	6·73	7·84	8·35	9·46	8·68	7·25	6·86
Sommer	14·42	16·01	18·68	17·45	17·94	16·37	14·55	14·64
Herbst	6·76	7·12	8·25	8·65	8·65	9·89	8·12	7·55
Jahr	6·27	7·12	8·07	8·22	9·03	9·24	7·93	7·33

	Minimum	Maximum	Differenz
Winter	O.	SW.	4·52
Frühling	N.	S.	3·21
Sommer	N.	O.	4·26
Herbst	N.	SW.	3·13
Jahr	N.	SW.	2·97

Wir entnehmen aus dieser Windrose, dass im Jahresdurchschnitte die Nordwinde am kältesten sind, wogegen der Südwest die grösste Wärme zeigt. In den einzelnen Jahreszeiten aber ist das Verhältniss ein anderes. Einige Zahlen sind wohl locale Eigenthümlichkeiten und manche derselben dürften bei Berechnung aus längerer Beobachtungsreihe verschwinden, da in der hier angewendeten 11jährigen Periode mehrere Winde so selten wehten (Ostwind im Juni nur einmal), dass man den ihnen zugeschriebenen Wärmegrad nicht als wahrhaftes Mittel ansehen kann. Um den Werth der einzelnen Zahlen zu erkennen, geben wir hier noch eine Tabelle, welche die Häufigkeit der beobachteten Richtungen angibt.

Anzahl der Tage mit der mittleren Windrichtung.

	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.
December	22·5	3·5	14·0	41·0	9·5	4·5	65·5	71·5
Januar	20·0	6·0	17·5	51·5	13·0	8·0	74·0	57·0
Februar	25·5	6·5	20·5	31·0	6·0	12·5	64·5	73·5
März	26·5	7·0	17·0	43·5	11·0	18·0	65·5	81·5
April	30·5	9·0	8·0	28·5	21·5	11·0	58·0	68·0
Mai	22·5	11·0	7·5	39·0	21·0	13·5	55·0	66·5
Juni	22·0	10·0	1·0	27·0	19·0	16·5	69·0	83·5
Juli	14·0	5·0	4·5	13·5	10·0	14·0	102·0	91·0
August	13·0	4·0	7·5	23·0	19·0	25·0	81·0	83·5
September	16·0	8·0	6·5	32·5	12·5	14·5	72·5	73·5
October	7·5	4·5	9·5	62·0	16·0	17·0	45·5	47·0
November	17·5	8·0	20·0	55·0	11·0	5·5	43·0	57·0
Jahr	237·5	82·5	133·5	447·5	169·5	160·0	735·5	853·5
Vertheilung nach Procenten								
Winter	9·8	2·2	7·2	17·2	3·9	3·5	28·3	28·1
Frühling	10·8	3·7	4·3	14·9	7·2	5·7	24·1	29·1
Sommer	6·4	2·5	1·8	8·3	6·3	7·3	33·2	33·9
Herbst	6·1	3·1	5·4	22·6	5·9	5·6	24·3	26·8
Jahr	8·1	2·9	4·7	15·7	5·8	5·5	27·5	29·5

Der erwärmende Werth der einzelnen Winde lässt es auch erkennen, um wieviel das Tagesmittel der Temperatur bei ihrem Auftreten geändert wird. Vom April bis September steigt das Thermometer schon bei Ostwind, im Juni und Juli sogar schon bei Nordost, was dem Einfluss der Aufheiterung und der Insolation beim höheren Sonnenstand zuzuschreiben ist. In derselben Zeit sinkt es bei dem trüben Nasskälte führenden West. Im Winter fängt die Temperaturerhöhung erst bei Südost an und die Abkühlung erst bei Nordwest. Genaueres darüber sieht man in der folgenden Tabelle.

Aenderungen der Tagesmittel der Temperatur.
(Vom Vortage zum Tage der mittleren Windrichtung.)

	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.
December	— 2·54	— 1·75	— 1·38	— 0·13	+ 0·04	+ 1·74	+ 0·69	— 0·50
Januar	— 0·80	— 1·35	— 0·69	+ 0·05	+ 0·20	+ 0·04	+ 0·61	— 0·27
Februar	— 1·17	— 1·96	— 0·37	+ 0·17	+ 0·32	+ 0·23	+ 0·91	— 0·31
März	— 0·88	— 0·73	— 0·10	+ 0·46	+ 1·29	+ 0·82	+ 0·39	— 0·31
April	— 0·65	— 1·61	+ 0·74	+ 1·18	+ 1·07	+ 1·03	+ 0·30	— 0·67
Mai	— 0·14	— 0·27	+ 1·40	+ 9·92	+ 0·98	— 0·35	— 0·17	— 0·77
Juni	— 0·68	+ 0·18	+ 1·50	+ 0·74	+ 0·58	+ 0·76	— 0·64	— 0·30
Juli	— 0·82	+ 0·26	+ 0·62	+ 1·27	+ 1·14	+ 0·46	— 0·23	— 0·56
August	— 0·48	— 0·52	+ 0·56	+ 0·95	+ 0·80	+ 0·23	— 0·07	— 0·50
September	— 1·06	— 0·16	+ 0·33	+ 0·83	+ 1·23	+ 0·84	— 0·18	— 0·87
October	— 0·80	— 0·04	— 0·38	— 0·16	+ 0·30	— 0·35	— 0·19	— 0·67
November	— 1·40	— 1·80	— 0·57	+ 0·38	+ 0·99	+ 0·11	— 0·22	— 0·56
Frühling	— 0·56	— 0·87	+ 0·68	+ 0·85	+ 1·11	+ 0·50	+ 0·14	— 0·58
Sommer	— 0·66	— 0·03	+ 0·89	+ 0·98	+ 0·84	+ 0·48	— 0·31	— 0·45
Herbst	— 1·11	— 0·67	— 0·21	+ 0·35	+ 0·84	+ 0·20	— 0·19	— 0·70
Winter	— 1·50	— 1·69	— 0·81	+ 0·03	+ 0·19	+ 0·67	+ 0·74	— 0·36
Jahr	— 0·96	— 0·81	+ 0·14	+ 0·55	+ 0·74	+ 0·46	+ 0·09	— 0·52
Frühling-Sommer	— 0·61	— 0·45	+ 0·78	+ 0·91	+ 0·97	+ 0·49	— 0·08	— 0·51
Herbst-Winter	— 1·30	— 1·18	— 0·51	+ 0·19	+ 0·51	+ 0·43	+ 0·28	— 0·53

Der Gegensatz der südlich-westlichen und der nördlich-östlichen Winde spricht sich in diesen Tabellen deutlich aus; ebenso hat man es auch bei anderen Orten gefunden. Da der Wechsel der darin sich aussprechenden äquatorialen und polaren Luftströmung sich nicht regelmässig vollzieht, erklären sich die bedeutenden Unterschiede in den Mitteln der täglichen, der Monats- und Jahrestemperaturen. Es erklärt sich daraus auch, dass nicht an allen Beobachtungsorten genau dieselbe Windrichtung mit dem Maximum oder Minimum der Wärme zusammenfällt. Diese Extreme für einzelne Orte setzen wir hier bei:

Paris	Maximum	O. 89° S.	Minimum	N. 29° O.
London	„	S. 12 W.	„	N.
Karlsruhe	„	S. 41 W.	„	N. 47° O.
Halle	„	S. 17 W.	„	N. 30 O.
Hamburg	„	S. 16 W.	„	N. 30 O.
Ofen	„	S. 11 W.	„	N. 16 W.

Stockholm	Maximum	S. 26 W.	Minimum	N. 2 O.
Moskau	„	S. 42 W.	„	N. 19 O.
Wien	„	N.	„	SW.

In keinem Fall sind die Extreme gerade entgegengesetzt, ein Beweis dafür, dass ausser den Wirkungen der Wärme noch der Einfluss der Feuchtigkeit hierbei in zweiter Linie massgebend ist.

Der Aequatorialstrom bewirkt durch diese natürlich eine allmälige Trübung des Himmels und Niederschläge. Dass die Bewölkung auch bei Nordwind eine sehr grosse Zahl beträgt, liegt in seiner Kälte, wodurch die Bildung von Nebel in der Tiefe und Höhe sehr begünstigt wird. (Nephische Windrose siehe S. 129.)

Einfluss des Windes auf den Kreislauf des Wassers.

Sowohl in flüssiger als in luftförmiger Gestalt wird das Wasser durch die atmosphärischen Bewegungen fortgerissen.

Die Bewegungen des flüssigen Wassers können natürlich nur im Meere von Bedeutung sein. Doch auch hier sind sie bei der Dichte der bewegten und der geringen Dichtigkeit des bewegenden Elementes meist nur oberflächlicher Natur. Man nennt diese durch die Winde hervorgebrachten Strömungen Driftströmungen. Die Aequatorialströmung, welche den Ursprung des Golfstromes bildet, wird durch den in gleicher Richtung sich bewegenden Passat sehr begünstigt, ja man glaubte früher dieselbe ganz der Triebkraft dieser Winde zuschreiben zu können.

Durch dauernde Winde können auch die Gezeiten modificirt werden. Ein starker Nordwest verstärkt die Fluth an den deutschen Küsten der Nordsee und vermindert ihre Höhe in der Themse. Heftige Stürme verhindern zuweilen völlig das Fortschreiten der Fluthwelle; andererseits heben sie dieselbe zu Höhen, welche den Küsten sehr gefährlich werden.

An diese Bewegung des flüssigen Wassers schliesst sich die grössere Verdunstung, welche durch die bewegte Luft bewirkt wird (Seite 107), sowie das Fortführen der Dünste von dem Orte ihrer Entstehung, der Meeresoberfläche (Seen, Wälder etc.) nach andern Orten, wo sie durch Abkühlung zu Wolken und Niederschlägen verdichtet werden. Der Ort seines Ursprunges bestimmt den Charakter eines Windes in jeder Weise. Sowie daher polare Winde kalt und äquatoriale warm sind, so sind die ersteren in Europa trocken, weil sie über weite trockene Landstrecken zu uns kommen, während die andern auf ihrem Wege über den Ocean viel Feuchtigkeit aufzunehmen Gelegenheit haben, welche sie stufenweise bald im südlichen Europa, bald bei uns in Mittel-Europa oder in nördlichen Gegenden niederschlagen, je nachdem sie früher oder später aus den oberen Luftschichten zur Erdoberfläche gelangen (S. 135). Ein Blick

auf die Regenwindrose von Wien (S. 138) belehrt über die Richtigkeit des Gesagten, wie es bereits für andere Orte ebenfalls bewiesen ist. Es versteht sich von selbst, dass jede Gegend wieder ihre Eigenthümlichkeiten bezüglich der regenführenden und trockenen Winde haben kann, wie es sich aus der geographischen Lage ergibt und in der Regenwindrose nachweisbar ist.

Am deutlichsten spricht sich der Einfluss des Windes auf den Regen in Ostindien aus. Der SW. Monsun bringt der Küste von Malabar die Regenzeit von Ende Mai bis September mit heftigen Gewittern. Da alle Feuchtigkeit auf dem Gebirge von Dekan sich niederschlägt, ist in dieser Zeit an der Küste von Koromandel anhaltend heiteres Wetter. Umgekehrt ist zur Zeit des NO. Monsuns die Regenzeit für die Ostküste und helle Witterung an der Westküste.

Einfluss des Windes auf den Luftdruck.

Der Zusammenhang des Luftdruckes mit dem Winde kann zweierlei Art sein. Es kann der Luftdruck die Ursache, sowie die Folge eines Windes sein. Ein ungewöhnlich niederer Luftdruck wird durch leichte erwärmte Luft oder durch einen aufwärts gerichteten Luftzug bedingt. Als Folge desselben tritt eine atmosphärische Bewegung ein; kalte Luft strömt als Wind oder Sturm an der Erdoberfläche zu dem Orte der Verdünnung. Ein besonders hoher Luftdruck deutet auf eine kühle schwere Atmosphäre, welche auch bei etwaiger Erwärmung eine grössere Höhe besitzen kann als die der benachbarten Länder, oder sie ist ein Zeichen von senkrecht nach unten gerichtetem Strömen der Luft. In allen Fällen wird ein Abfliessen der Luft, sei es in der Höhe der Atmosphäre oder am Boden hin, die Folge sein.

Sehr häufig ist also der verschiedenartige Druck der Luft die Ursache der Winde. Anders bei den Wirbelwinden. Hier wird durch die drehende Bewegung in der Luft dieselbe aus dem Centrum der Bewegung in tangentialer Richtung an die Peripherie getrieben und der verminderte Luftdruck im Centrum ist eine Folge des auf diese Art bewirkten Saugens (S. 206); ganz in der Art wie etwa beim Centrifugalgebläse die Luft in der Mitte verdünnt wird.

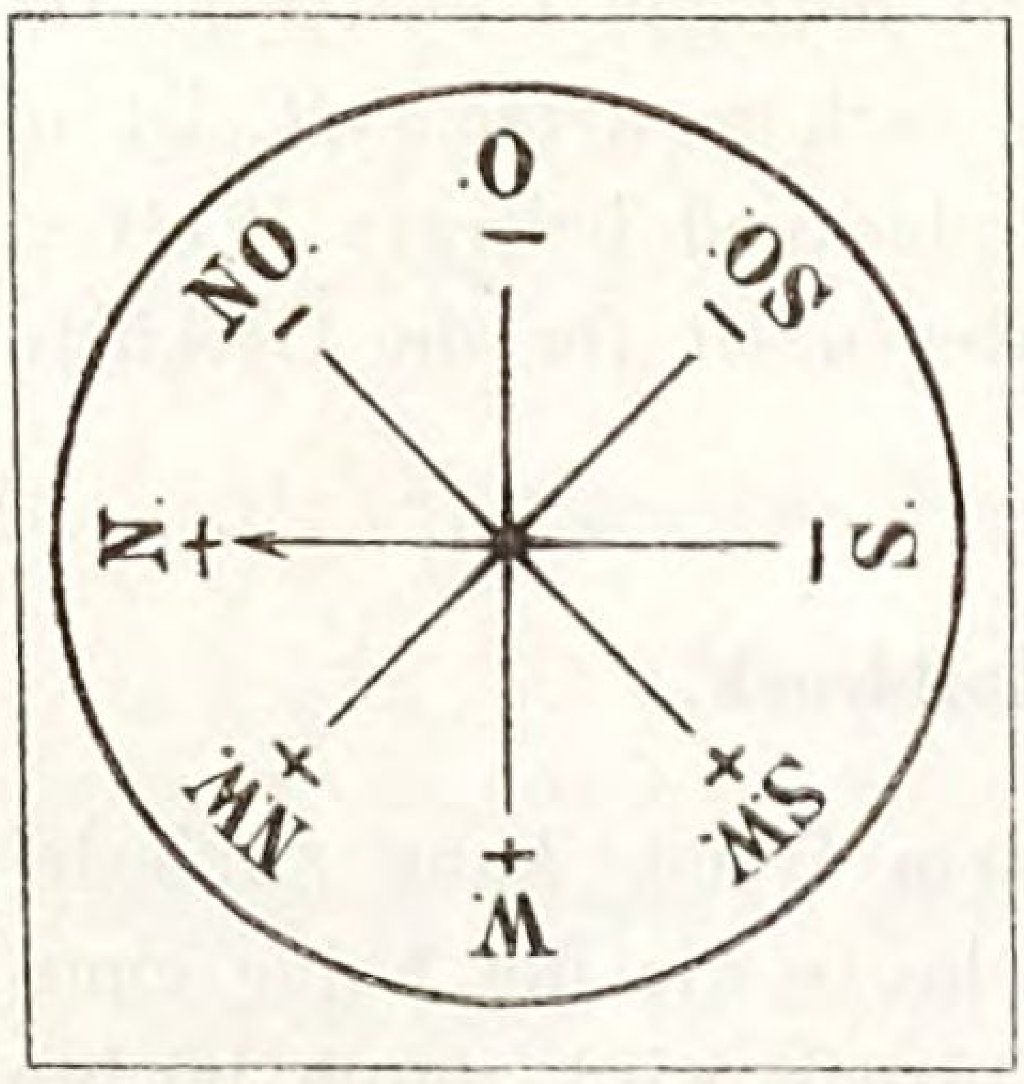
Der Zusammenhang des Luftdruckes mit dem Winde ist sehr deutlich in der barometrischen Windrose ersichtlich, welche bereits auf S. 128 für Wien angegeben ist. Wie in Wien, so beobachtet man auf der ganzen nördlichen Erdhälfte ein Steigen des Barometers bei Südwest, West, Nordwest und Nordwinden; bei Nordost beginnt es schon zu fallen und fällt weiter bei Ost, Südost und Südwind, um bei Südwest wieder sich zu erheben. Auf der südlichen Halbkugel steigt es bei W., SW. und SO.,

beginnt bei SO. wieder zu fallen, es fällt weiter bei O., NO. und N. und beginnt bei NW. wieder zu steigen (Fig. 34).

Der Gang des Barometers ist also gerade dem des Thermometers entgegengesetzt.

Das Fallen und Steigen des Barometers geht gewöhnlich in geringen Grenzen vor sich, nur bei Störungen im Gleichgewicht der Atmosphäre kommen grössere Veränderungen vor. Während gewöhnlich von einem Tage zum andern der Barometerstand nur um 1‴ oder wenig mehr schwankt (siehe S. 174), so beobachtet man mitunter Schwankungen von 6—8‴, ja bei den westindischen Hurricans beobachtete man in wenigen Stunden ein Fallen um 24—27‴.

Fig. 34.



Da in der Regel der verschiedene Luftdruck die Ursache der Winde ist, ihnen also voran geht, zeigt ein starkes Fallen des Luftdruckes stärkere Bewegungen in der Atmosphäre voraus. Nur sehr selten zeigen sich anhaltende Stürme bei ruhigem Stande des Barometers. Vorübergehende Stürme, wie sie bei localen Gewittern auftreten, werden nicht am Barometer vorher bemerkt. Da jeder Windrichtung im Mittel eine andere Höhe des Barometerstandes correspondirt und jeder Wind eine bestimmte Witterung mit sich bringt, kann man aus den Bewegungen des Barometers die Witterung kurze Zeit vorher erkennen. Es ist also nicht ein bestimmter Stand des Barometers, aus welchem man auf das Wetter schliessen kann, sondern eine bestimmte Bewegung des Quecksilbers.

Da das Barometer nur bei den kalten Nordwestwinden über den mittleren Stand sich bedeutend erhebt und dieser Wind uns selten Regen bringt, schreibt man an den Zimmerbarometern neben dem höchsten Stand: „sehr trocken.“ Der tiefste Stand tritt bei den regenbringenden Südwestwinden ein, neben welchem also „Regen und Sturm“ als Bezeichnung steht. Neben das barometrische Mittel eines Ortes stellt man „veränderlich“ und erhält so eine Skale, welche soweit richtig ist, als es die Wahrscheinlichkeit zulässt, dass bei dem betreffenden Barometerstand auch wirklich jener Wind weht, für welchen er die mittlere Richtung angibt, und ferner die Anzahl der Fälle, wo bei dem Wehen eines Windes auch wirklich die betreffende Bewölkung und Regenfall eintritt.

Viel Werth hat auf keinen Fall die Wetterskale die man bei dem Barometer angebracht hat. Sehr oft beobachtete man die heftigsten Stürme bei hohem Luftdruck. Ein tiefer Barometerstand, welcher auf grossen

Länderstrecken gemeinsam auftritt, ist durchaus kein Vorzeichen von starken Luftströmungen.

Das Fallen des Barometers wird in Mittel-Europa nur dann Regen anzeigen, wenn der Wind von NO. durch O. in S. übergeht. Auf der Westseite der Windrose steigt das Barometer während des Regens. Starke Veränderungen im Barometerstand lassen also eben auf das Eintreten stärkerer Bewegungen in der Atmosphäre schliessen, insbesondere aber ist es die relative Verschiedenheit im Barometerstand zweier Orte, welche fast mit Gewissheit einen Sturm im Gefolge zu haben pflegt. Auf diese Verschiedenheit wird daher bei den telegraphischen Sturmwarnungen vorzugsweise Gewicht gelegt.

Man beobachtete vor Stürmen im Mittel eine Differenz von 1″ im Barometerstand bei Orten, welche 170 Meilen von einander entfernt waren, und fand, dass solche Steigungen Stürme im Gefolge haben können, welche an Gebäuden Beschädigungen hervorbringen können. In einzelnen Fällen beobachtete man selbst bei 78, ja bei 50 Meilen 1″ Differenz im Barometerstand.

Wo nicht die warmen Winde den Regen bringen, dort kann natürlich auch das Fallen des Barometers nicht den Regen anzeigen, so z. B. an der Mündung des La Plata. Hier sind die kalten Südostwinde die Regenwinde und doch von hohem Barometerstand begleitet.

Die Vorherbestimmung der Witterung hat am meisten Werth an den Küsten und auf dem Meere. In einigen Ländern hat man auch bereits begonnen, nach den Beobachtungen des Barometers und der Windfahne telegraphische Warnungen an die Häfen zu richten. Auch hier machte man jedoch die Beobachtung, dass nicht jeder Sturm angezeigt wurde, und dass manchmal das Fallen des Barometers keinen Sturm im Gefolge hatte. Die Wahrscheinlichkeit, aus den Beobachtungen am Barometer einen Sturm vorherzusehen, ergibt sich etwa folgendermassen:

Im Winter 1867—1868 beobachtete man in England

Tage mit Barometerdifferenzen von 6·77‴	79
Fälle, in welchen Stürme darauf folgten	47
Fälle, in welchen kein Sturm folgte	32
Zahl der Stürme, nicht vom Barometer angezeigt . .	16

Es werden demnach 70% aller Stürme durch das Barometer angezeigt und unter 60 Fällen von 100 folgt auf ein Fallen des Barometers ein Sturm. Etwas günstiger noch gestalten sich diese Zahlen durch die Thatsache, dass unter 5 Fällen des barometrischen Fallens an verschiedenen Stationen locale Stürme eintrafen. Die Stürme, in welchen nicht die angegebene Differenz am Barometer ersichtlich war, wurden in eini-

gen Fällen durch ein plötzliches Steigen um 1·12''', in anderen Fällen durch ein starkes Fallen bis zu 5''' angezeigt, in 2 Fällen war ein allgemein tiefer Barometerstand, auch wurde einmal eine relativ starke Aenderung desselben beobachtet an zwei unweit gelegenen Orten.

Einfluss des Windes auf die organische Welt.

Die Pflanze nimmt einen grossen Theil ihrer Nährstoffe aus der Atmosphäre. Da sie aber unbeweglich an dem Boden haftet, muss die Nahrung ihr durch die Bewegung der Luft zugeführt werden. Die Winde tragen also durch Herbeiführen von Kohlensäure und Wassers wesentlich zur Ernährung der Pflanzen bei. Zugleich befördert der Luftzug die Verdunstung der Säfte aus den Blättern, in welcher Verdunstung eine Hauptursache des Aufsteigens der Säfte in der Pflanze liegt. Der Luftzug befördert sodann die Befruchtung. Nicht nur bei ein- und zweihäusigen Pflanzen wird der Blüthenstaub auf die Narbe der weiblichen Blüthen befördert (Schwefelregen), selbst bei Zwitterblüthen z. B. bei Cerealien beobachtete man, dass, wenn Windstille während der Blüthezeit herrscht, die Aehren lückig werden. Wie häufig auch bei Zwitterblüthen eine gegenseitige Befruchtung verschiedener Blüthen stattfindet, lehren die dadurch gebildeten Bastardformen. Manche Forscher halten selbst in allen Fällen eine gegenseitige Befruchtung verschiedener Blüthen einer Art für wünschenswerth zur Erzeugung kräftiger Samen.

Andere Wirkungen günstiger Art sind die Verbreitung der Samen, welche leicht genug oder mit Anhängseln versehen sind (Sporen der Kryptogamen, Samen der Nadelhölzer, Ulmen, Ahorne, Compositen etc.).

Ungünstig dagegen wirken heftige Winde durch Kälte und starkes Austrocknen, meist aber durch Brechen der Aeste oder Umreissen ganzer Pflanzen (S. 201). In Gegenden, welche häufig Stürmen ausgesetzt sind, können hochstämmige Pflanzen nicht gedeihen. So gibt es Gegenden, wo die Pyramidenpappel beim Ueberschreiten gewisser Höhe stets ihre oberen Aeste durch Windbruch verliert. Auf Gebirgen ist häufig diess die Ursache des schwierigen Aufforstens. Wo starke Winde häufig aus einer Richtung wehen, sieht man an der hiervon abgewendeten Richtung der Zweige und Aeste deutlich ihre Spuren. Selbst in tiefer gelegenen Waldungen kann man die Windseite an der Rinde der Bäume erkennen, welche an derselben durch Flechten und Moose bedeckt ist. Nach dem Fällen der Bäume sieht man aus den Jahresringen die herrschende Windrichtung; die Jahresringe nämlich sind auf der Windseite schmäler und härter als

auf der entgegengesetzten; das Wachsen der Pflanzen konnte nicht in concentrischen Ringen erfolgen *).

Auf die Thierwelt ist ein Einfluss des Windes bei weitem weniger nachweisbar. Das Thier kann sich bei starken Winden eher verbergen, und wenn man auch mitunter Vögel und Insekten durch Winde weit von ihrem Vaterlande verschlagen findet, so ist das immerhin zu vereinzelt, als dass man solchen Wirkungen eine grössere Wichtigkeit beimessen könnte.

*) Diese Wirkungen der Winde auf die Jahresringe und die Rindenvegetation von Holzpflanzen verlangen übrigens noch ein genaueres Studium; so ganz allgemein und gleichmässig, wie man meist annimmt, sind diese Wirkungen keineswegs. So z. B. werden allerdings die Windseiten der Bäume in solchen Gegenden, wo die herrschenden Winde feucht sind, mehr von Moosen bedeckt sein; wo aber trockene Winde die vorherrschenden sind, wird dieses nicht zutreffen. Wo die an Häufigkeit vorherrschenden Winde zugleich heftig und rauh zu sein pflegen, werden die Jahresringe an der Windseite weniger ausgebildet sein; wo aber milde Winde die häufigsten sind, fällt diese Wirkung weg u. s. w.

III.

DAS KLIMA.

Beziehungen zwischen Witterungstypen und Klima.

Die klimatischen Elemente, welche in den vorhergehenden Abschnitten einzeln betrachtet wurden, finden wir in der Wirklichkeit stets combinirt miteinander, und die Art ihrer jedesmaligen Combination gibt das jedesmalige Wetter.

Wir erleben nie irgend eine bestimmte Lufttemperatur, ohne dass zugleich irgend ein Sättigungsgrad bezüglich der Luftfeuchtigkeit, folglich eine grössere oder geringere Lebhaftigkeit der Verdampfung, Heiterkeit oder Trübung, Trockenheit oder Regen, ein bestimmter Grad der elektrischen Spannung, dann irgend eine bestimmte Tendenz der Luft zum Abströmen stattfände; kurz wir erleben in jedem Zeitabschnitte thatsächlich nur Combinationen der klimatischen Elemente, also Witterungserscheinungen; und wie auf uns selbst, so auch auf die anderen Organismen der Erde wirken die klimatischen Elemente nicht einzeln, sondern stets gemeinsam. Obgleich nun sämmtliche klimatische Elemente durch die Art und den Grad ihres jeweiligen combinirten Auftretens die Witterung bestimmen, pflegt man doch diese letztere nach dem eben auffälligsten, besonders hervortretenden Elemente zu bezeichnen, wie: heisse, trockene, kalte, regnerische Witterung u. s. w.

Von vornherein könnte man annehmen, dass es unzählige Witterungstypen gebe, nämlich so viele, als Combinationen eines jeden Grades jedes einzelnen Elementes mit allen anderen denkbar sind.

In Wirklichkeit beschränkt sich aber diese Mannigfaltigkeit dadurch, dass einerseits nach dem Stande der Sonne, andererseits nach den localen Einflüssen verschiedener Ordnungen nur e i n i g e bestimmte Combinationen w i r k l i c h eintreten können.

Wo die localen Einflüsse nur sehr gering sind, dort gibt es auch nur sehr wenige Witterungstypen, die Jahr für Jahr immer wiederkehren. So z. B. in den Passat-Regionen beider Hemisphären verläuft jeder Tag,

an dem der Passat wirklich weht, — und das ist die Mehrzahl der Tage — ganz auf die gleiche Weise: die Sonne geht heiter auf, die Temperatur steigt nur mässig (wegen der frischen Luftströmung), der Himmel bleibt heiter bis gegen Abend, wo ein dünner Nebelschleier das Firmament bekleidet und rings am Horizont herum ein schmaler bräunlicher höhenrauchartiger Nebelring erscheint; in der Nacht erfolgt keine bedeutende Abkühlung, weil durch jene Decke die Ausstrahlung der Wärme beschränkt wird; nach Mitternacht wird es wieder heiterer und der nächste Morgen beginnt wie der vorhergegangene. Das Barometer geht täglich so regelmässig wie eine Uhr mit zwei Maximis und zwei Minimis, so dass schon Humboldt sagte: dass man dort nach dem Stande des Barometers auch ohne Uhr und ohne auf die Sonne zu sehen, mit Sicherheit die Tagesstunden bezeichnen könne.

Mit dem einzigen Worte „Passatwetter“ ist also ein ganz bestimmter, immer in gleicher Weise wiederkehrender Witterungs-Typus ausgedrückt.

In den gemässigten Zonen gibt es zwar keine so stetig fortdauernden und so wenig variablen Witterungs-Typen; aber fast in jeder Gegend unterscheidet das Volk doch bestimmte, von der Herrschaft gewisser Winde herrührende und meist nach eben diesen Winden benannte Witterungstypen, deren Bezeichnungen zum Theile auch in die meteorologischen und klimatologischen Bücher übergegangen sind. In Mittel-Europa hat man dieser Auffassung noch nicht die erforderliche Aufmerksamkeit zugewendet, weil es zu viele undeutlich charakterisirte und nur wenige sehr bestimmte Typen gibt; aber doch kennt man von der Nordseeküste bis an die Westgrenze Ungarns das oft wochenlang andauernde bei Tag und Nacht gleich windigkalte nässelnde Nordwestwetter mit unerschöpflich nachrückenden, gewöhnlich rasch fliegenden aber selten sehr schweren Wolken; man kennt längs der ganzen europäischen Mittelmeerküste das feuchtwarme Sciroccalwetter, welches besonders zwischen October und Mai oft wochenlang mit nur so geringen Schwankungen herrscht, dass sämmtliche Apparate eines Observatoriums Stunde für Stunde fast genau den gleichen Stand zeigen; man kennt nördlich von den Alpen den Föhn, der, so lange er weht, auch das gleiche trockene und warme Wetter erhält; man kennt in ganz Deutschland und bis an die Adria den scharfen trockenen Ostwind, den Jedermann als den verlässlichen Spender heiteren Wetters, aber auch gefürchteter trockener Nachtkälte zu bezeichnen weiss u. s. w. Diese und viele andere Witterungstypen, sämmtlich von gewissen bekannten Winden herbeigeführt, haben jeder eine ganz bestimmte Natur und jeder bleibt an und für sich sehr gleichmässig; die grossen Wechsel und Gegensätze des Wetters kommen nur dann vor, wenn einer dieser Typen von einem anderen abgelöst wird. Man könnte

versucht sein, die bestimmenden Witterungs-Typen als die nächsten Elemente des Klimas zu betrachten und aus ihnen gleichsam das Klima eines Welttheiles, Landes oder Landstriches zusammengesetzt zu denken.

Allein es ist zu beachten, dass diese Typen doch überall nur soweit zur Geltung kommen, als es die noch allgemeineren Grundbedingungen des Klima's einer Gegend gestatten, und dass durch diese letzteren überall selbst die weithin bekannten Witterungstypen modificirt werden.

So ist der ersterwähnte, von dem nordatlantischen Meere her über Mitteleuropa wehende Nordwest zwar an einem und demselben Orte ziemlich constanten Charakters und Verlaufes, aber er verliert zwischen Bremen oder Helgoland und Wien Vieles durch den Einfluss der klimatischen Bedingungen der durchlaufenen Länder; er ist ein anderer in Kassel, ein anderer in München, Leipzig, Linz, und kann südlich von den Alpen gar nicht mehr zur Geltung kommen. Aehnlich ist es mit allen anderen Witterungstypen oder typenführenden Luftströmungen. Wir müssen daher früher die allgemeinen klimatischen Charaktere eines Welttheiles, Landes oder Landstriches betrachten und erst bei dieser Gelegenheit erforschen, welche Haupttypen von Winden und Witterung und in welcher Weise sie innerhalb eines jeden klimatischen Gebietes zur Geltung kommen.

Klimatische Zonen.

Der letzte und oberste Grund der klimatischen Verschiedenheiten unserer Erde ist die Lage der Erdbahn und der Erdachse und die dadurch hervorgebrachte verschiedene Stellung der Sonne zu verschiedenen Erdzonen. Vermöge dieses hier als bekannt vorausgesetzten Verhältnisses zwischen Erde und Sonne gibt es auf der ersteren eine Zone der grössten und zwei Zonen der geringsten Insolation und im Zwischenraume zwischen der ersteren und den beiden letzteren kann man nach verschiedenen Gesichtspunkten verschiedene weiter gehende Unterabtheilungen vornehmen, deren Grenzen alle parallel mit dem Aequator rings um die Erde gehen. Dass die physikalische Geographie beiderseits des Aequators bis je zum 23·5^0 eine heisse oder intertropische Zone, dann bis zum Polarkreise (66·5^0) eine gemässigte und von da bis zum Pole eine kalte Zone unterscheidet, — und worin deren Hauptcharaktere bestehen — dass man ferner die gemässigte auch in eine wärmere und kältere untertheilt, wird hier nur nochmals erwähnt, um das weitere weniger allgemein Bekannte daran zu knüpfen.

Ist die Sonnenstellung die oberste Lenkerin der klimatischen Erscheinungen, so wirkt unter ihr zunächst in secundärer Weise der Kreislauf des Wassers in der Luft, der allerdings durch die Insolations- oder Wärmeverhältnisse zuerst angeregt wird, dann aber in seinen weiteren

Gange den wichtigsten Einfluss auf die innerhalb jeder Zone noch weiter zu unterscheidenden klimatischen Eigenthümlichkeiten gewinnt.

Das in der Atmosphäre vorhandene Wasser bringt ja nicht nur schon an und für sich als Dampf eine wechselnde grössere oder geringere Vermehrung des atmosphärischen Druckes und eine höchst wichtige Gruppe von hydrometeorischen Erscheinungen mit sich, sondern wirkt durch Nebel- und Wolkenbildung, durch Niederschlag und Wiederverdampfung auch mächtig auf die Temperaturverhältnisse zurück und bringt dadurch in die klimatischen Zonen noch weitere bedeutende Verschiedenheiten.

1. Zunächst am Aequator, über dem die Sonne zweimal im Jahre senkrecht und die übrige Zeit nahezu senkrecht steht, überwiegt das ganze Jahr hindurch, bei Tag mehr als bei Nacht, ein von der erhitzten Erde aufsteigender Luftstrom, welcher massenhaft verdampftes Wasser des Oceans mit sich in die Höhe nimmt; in den oberen kälteren Regionen angelangt, verdichtet sich dieses Atmosphäre-Wasser und bildet die dichtesten Wolken zu jener Zeit, wo am reichlichsten und raschesten dampfführende Luft nachströmt, nämlich um Mittag und in den ersten Nachmittagsstunden. Zu eben jener Zeit erfolgen demnach fast täglich reichliche Niederschläge, meist unter Blitz und Donner, bis in den späteren Nachmittagsstunden die im Laufe des Tages stattgefundene Uebersättigung der oberen Luftschichten eben durch die Niederschläge einem geringeren Sättigungsgrade gewichen ist und zugleich weniger Dampf von unten her nachgeführt wird. Es folgt dann Heiterkeit oder leichteres Gewölke, bis erst um den nächsten Mittag die Nimbus-Bildung und der Niederschlag wiederkehrt u. s. w.

Die Macht des aufsteigenden Luftstromes hindert das Eindringen horizontaler seitlicher Luftströmungen, wenn diesen nicht besonders mächtige locale Ursachen eine ungewöhnliche Kraft verleihen. Im Allgemeinen ist also dieser äquatoriale Gürtel zugleich windarm und heisst darnach die Zone der Windstillen oder Calmen (vergl. oben Seite 193). Dieser klimatische Typus mit Tag für Tag sehr regelmässigem Witterungsverlauf, grösster Hitze, vorwiegend dampfreicher Ascensionsströmung und Regen zu allen Jahreszeiten erstreckt sich nach den bis jetzt vorliegenden Beobachtungen beiläufig bis zum 5. Grad nördlicher und 3. Grad südlicher Breite im Mittel — schwankt aber, wie oben schon angedeutet, nach dem Stande der Sonne mehr nördlich oder südlich.

Selbstverständlich enthält der aufsteigende Strom über ausgedehntem Festland (Inner-Afrika) weniger Dampf als über dem Meere oder über beschränkterem Festland (äquatoriale Länder Südamerika's), und wenn die äquatorialen Gegenden unserer Erde nicht so sehr überwiegend vom

Ocean eingenommen wären, würde diese Zone zwar auch einen beständigen Ascensionsstrom und wenig seitliche Winde bei grosser Hitze, aber weniger Niederschläge besitzen; jedenfalls aber müssten diese letzteren auf das ganze Jahr vertheilt sein.

2. Auf die äquatoriale Zone des aufsteigenden Stromes und der unteren Windstillen folgt beiderseits des Aequators eine 10—12 Grad breite Zone, über welcher jene Ascensionsmassen erwärmter Luft in den oberen Regionen gegen den Pol hin abzufliessen beginnen, während längs der Erdoberfläche aus den höheren Breiten kühlere und schwerere Luft gegen die luftverdünnte Zone um den Aequator hin kräftig aspirirt wird, um dann im Hitzegürtel wieder emporgehoben zu werden. Diese untere Strömung — der eigentliche Passat — welche zufolge der Achsendrehung der Erde eine schief gegen den Aequator geneigte Lage annimmt (auf der nördlichen Halbkugel NO., auf der südlichen SO.) herrscht dort (wo nicht besondere Localverhältnisse eine Störung verursachen) das ganze Jahr hindurch, weil ja ihr Motiv, die Aspiration am Aequator, auch fortdauert. Ebenso bleibt dort die äquatoriale Strömung (Antipassat), welche aus den bekannten Gründen eine südwestliche und nordwestliche Richtung annimmt, mit ihren emporgehobenen Dampfmassen beständig in den oberen Regionen. Aber die Wirkung dieser beiden Strömungen ist nicht, wie in der Aequatorialzone, eine durch das ganze Jahr gleichförmige Witterung, sondern es tritt durch die hier schon bedeutenderen Unterschiede der Sonnenstellung auch ein Wechsel der physischen Jahreszeiten ein. Die Sonne kommt nämlich über jeden Punkt dieser Zone jährlich zweimal senkrecht zu stehen, nur rücken die Zeiten, zu denen dieses geschieht, desto näher zusammen, je mehr man sich dem Wendekreise nähert. Um die Zeit des höchsten Sonnenstandes nun nimmt die Luftcirculation auch in dieser Zone wenigstens annähernd denselben Gang wie in der Aequatorialzone, d. h. es entsteht unter dem Einflusse der kräftigsten Insolation ein kräftiger aufsteigender Luftstrom, der einerseits oft die horinzontale Kraft des Passates vermindert, also denselben weniger constant macht, andererseits aber auch noch viel Dampf zu demjenigen hinzufügt, welcher schon in den Schichten des Antipassates enthalten ist. Hiedurch entstehen aber reichliche Niederschläge von grosser Mächtigkeit — die sprichwörtlichen tropischen Regengüsse. Da jene veranlassende Ursache zweimal im Jahre eintritt und je einige Monate dauert, gibt es in jenen Breiten auch regelmässig zwei Regenzeiten im Jahre, während welcher durch die Wolkendecke zum Theile der Insolation entgegengewirkt und wenigstens für die menschliche Hautempfindung die Hitze weniger brennend wird, wesshalb man dort die Regenzeiten als „Invernades“ oder Winter bezeichnet.

Die Monate zwischen den beiden Regenzeiten sind durch kräftigeren und constanteren Gang des Passates, heiteren Himmel und grosse Trockenheit ausgezeichnet und werden als die zwei „Trockenzeiten“ bezeichnet.

Der zweite Gürtel wird nach diesen Verhältnissen die „Zone mit zwei Regenzeiten und zwei Trockenzeiten“ genannt. Ihre Breite ist selbstverständlich nicht überall gleich ausgedehnt, da Festland und Wasser und die Verschiedenheiten des ersteren ihren Einfluss geltend machen und die Grenzen der Zone verrücken — ja in einigen Gebieten sogar die der Erde zugekehrten (unteren) Schichten des Passates durch locale Einflüsse in andere Richtungen gezogen werden (Moussons) — wovon theils schon die Rede war (Seite 194) theils noch später die Rede sein wird.

Im Allgemeinen aber kann man sagen, dass diese Zone sich vom 5° bis 10—15° nördl. und vom 3° bis gegen 18° südl. Breite erstrecke.

Die zwei Zonen, welche wir nun betrachtet haben, kann man zusammen als den Hitzegürtel der Erde bezeichnen, von welchem aus vorwiegend erwärmte und meist auch dampfreiche Luft aufsteigt, die sodann in den oberen Regionen einen anfangs sehr hoch liegenden, dann immer mehr flachen und absteigenden Bogen beschreibt, um in den mittleren und höheren Breiten allmälig wieder herabzusteigen und jene Luftmassen zu ersetzen, welche der Hitzegürtel an sich gezogen hatte.

Jener Bogen, den der Aequatorialstrom beschreibt, bleibt im Ganzen zu allen Jahreszeiten gleich hoch und weit; da nun sein Anfang, nämlich eben der Hitzegürtel, in der einen Jahreshälfte mit der Sonne um $23\frac{1}{2}°$ mehr nach Norden, in der andern um eben so viel nach Süden rückt, so trifft auch das herabsteigende Ende jenes Bogens auf jeder Erdhälfte zu deren Sommerszeit weiter polarwärts den Boden, als im Winter. Dieses Verhältniss gewinnt grosse Bedeutung für die 4. und 5. Zone.

3. Näher an den Wendekreisen rücken die beiden Zenithstände der Sonne so nahe aneinander, dass ihre Wirkungen gleichsam zusammenfliessen; nach dem ersten Zenithstande dauert das Maximum der Erwärmung (wie überall) noch einige Zeit fort, und noch ehe es eine merkliche Verminderung erfahren hat, tritt schon wieder der zweite Zenithstand ein. Dadurch vereinigen sich die in der vorigen Zone getrennten Regenzeiten zu einer einzigen, ebenso die beiden Trockenzeiten, so dass es nur mehr zwei Jahreszeiten gibt. Von diesen ist aber nicht mehr, wie in der vorigen Zone, die Trockenzeit die wärmere; denn die Sonne steht dann schon so niedrig, dass das schiefe Einfallen ihrer Strahlen die Temperatur mehr herabdrückt als es die Beschattung während der Regenzeit vermag.

Im Uebrigen bleiben die regierenden Luftströmungen in der gleichen Lage wie in der vorigen Zone und haben die gleichen Eigenschaften örtlicher und zeitlicher Veränderungen.

4. Jenseits jedes Wendekreises, etwa um den 25. Grad der Breite, tritt eine wesentliche Veränderung in der Natur der beiden Haupt-Luftströmungen ein. Die Quelle der Aspiration, der Hitzegürtel der Erde, liegt schon so entfernt, dass die ansaugende Kraft nicht mehr so energisch wirkt und der Passat (oder Polarstrom, wie man ihn auf mittleren Breiten häufiger nennt) leichter abgelenkt oder unterbrochen wird; auch ist seine Temperatur, die nicht mehr unterwegs von der Erde aus so kräftig erhöht wird, ziemlich niedrig. Der Aequatorialstrom hingegen, schon bedeutend abgekühlt und weniger dampfreich, sinkt zum Ersatz der als Passat abgeströmten Luft der mittleren Breiten schon tiefer herab gegen die Erde, während er näher an seiner Quelle hoch in den oberen Regionen zieht.

Wo aber diese Strömung nahe an die Erdoberfläche herabkommt, sich dabei im Fortschreiten gegen den Pol zusammendrängt und unter eine höhere Pression gelangt, lässt sie reichlich Regen fallen, besonders in Berührung mit der kälteren Polarströmung.

Die Regenzeit ist also hier nicht mehr durch die Anhäufung des Wasserdampfes in Folge der Ascension zur Zeit des höchsten Sonnenstandes bedingt, sondern durch das Herabsinken des Aequatorialstromes und durch dessen Berührung mit dem Polarstrome. Dieser Fall tritt aber in den geographischen Breiten zwischen etwa 25. und 35.—40. Grad zu jener Zeit ein, wo die Sonne den tiefsten Stand hat und der Hitzegürtel, von dem der Wassergehalt des Aequatorialstromes herrührt, am weitesten entfernt liegt, also zur Winterszeit, — und für noch höhere Breiten, (35—45^0), im Frühling und im Herbste. Zur Sommerszeit schwebt die äquatoriale Strömung in einem hohen Bogen über jenen Gegenden, um erst noch weiter polwärts herabzusinken, und ihr Dampf verwandelt sich oben allenfalls in Nebel oder in Eiskryställchen, nicht aber in Regen, der erst unter höherem Luftdruck auftritt. Es ist also diess eine Zone mit Winterregen und sommerlicher Trockenheit, und geht allmälig in eine solche mit vorwiegendem Herbst- und Frühlingsregen über.

5. Für die Breiten von etwa 45^0 bis gegen die Polarkreise tritt der Zeitpunkt des Herabsinkens der Aequatorialströmung erst im Sommer ein, während die übrigen Verhältnisse, durch welche sich die 4. Zone von den beiden tropischen unterscheidet, nur noch in verstärktem Masse hervortreten. Der aus höheren Breiten kommende Polarstrom gelangt hier schon in eine bedeutend erweiterte Bahn, theilt sich dabei in Arme, zwischen denen oft der Aequatorialstrom sich eindrängt, so dass beide Ströme nicht immer über, sondern oft nebeneinander fliessen, daher

die Berührungsflächen nicht mehr wagrecht, sondern auch oft schief oder senkrecht stehen und dadurch mehrerlei Formen von Niederschlägen entstehen. Da beide Strömungen nur geringe Kraft besitzen, gewinnen die untergeordneten localen Witterungsbedingungen oft überwiegenden Einfluss; daher geringe Stetigkeit des Wetters zu allen Jahreszeiten, bald trockene, bald schneereiche, bald mehr regenreiche Winter, ebenso bald nässelnde und dann kühle, bald trockene Sommer und häufige Aenderung des Charakters mitten in der betreffenden Jahreszeit.

6. In der Nähe der Polarkreise können nur mehr während des höchsten Sommers die vordersten Partien der vom Hitzegürtel ausgehenden Aequatorialströmung ankommen; sie finden da den beständigen Tag mit sehr wirksamer Insolation, daher können die Wasserdämpfe ziemlich leicht aufgelöst bleiben und fallen im Allgemeinen nur selten in Regen nieder, so dass angenehme Sommer bis in den September hinein Norm sind. Jedoch bringen in dem ziemlich engen Polarbecken (wir kennen nur das nördliche etwas näher) locale Verhältnisse, insbesondere tief eindringende wärmere Meeresströme und Flussmündungen, auch locale Störungen hervor, wie denn z. B. die österreichische Expedition 1871 Juli, August und September fast 9% Nebel, Regen, Schnee, Gewitter und Hagel hatte. Eine sicher und allgemein schneefreie Zeit gibt es also dort nicht.

Im Winter, den man früher für schneefrei hielt, fehlen keineswegs die Schneefälle, sondern im Gegentheile treten jährlich auch starke Schneestürme auf, denen gewöhnlich von Süden heranrückende dunkle Schichtwolken vorausgehen, während der Schneefall selbst mit dem später aufspringenden Nordwind beginnt. Es scheint also auch hier noch einen Kampf zwischen einer wärmeren, aus niederen Breiten (wenngleich nicht aus dem äquatorialen Hitzegürtel) kommenden und der eigentlichen Polarströmung im engsten Sinne zu geben und der früher hypothetisch angenommene, wegen zu grossen Frostes schneefrei sein sollende Polarwinter existirt nicht, dagegen ein Wechsel von heiterer und dann durch die lange Dauer mächtig erkaltender Nacht, und von Schneestürmen, nach denen das aufgerissene Meer durch seine Verdampfung dicke Nebel (Frostdampf) erzeugt, auf welche endlich wieder klare Tage folgen u. s. w. Die volle Einsicht in den Gang der regierenden Luftströmungen fehlt aber noch, so dass wir diese Zone nicht sicher charakterisiren können.

Durch diese Zonenübersicht sind nur in den allgemeinsten Umrissen die Grundverschiedenheiten des Klimas auf der Erde dargestellt.

Innerhalb dessen nun, was die Zonenlage mit sich bringt, bewegen sich die wirklichen, von jenem idealen Schema oft weit abweichenden klimatischen Erscheinungen der verschiedenen Jahres- und Tageszeiten in den einzelnen Welttheilen und Gebieten.

C. Klimatische Modificatoren innerhalb der Zonen.

Erläuterung des Begriffes klimatischer Modificatoren.

Auch innerhalb jeder einzelnen klimatischen Zone sind wieder die allgemeinsten, stets und überall in gleichem Sinne wirkenden Bedingungen des Klimas diejenigen, welche von der jeweiligen Stellung der Erde zur Sonne — also von den Jahres- und Tageszeiten — abhängen. Die Wirkungsweise dieser Bedingungen, welche bereits sowohl in der Einleitung als in den Abschnitten von den einzelnen klimatischen Elementen angedeutet wurde, ist, wenn man von localen störenden Einflüssen absieht und nur eine gleichmässige feste Erdoberfläche und wassergashältige Luft voraussetzt, höchst einfach und mit wenigen Worten zu bezeichnen.

Je höher der Stand der Sonne — sei es im Jahre oder am einzelnen Tage — desto wärmer; je länger die Einwirkung eines hohen Sonnenstandes, desto kräftiger die Erwärmung; daher die zwei späteren Sommermonate, bei uns Juli und August, heisser als die zwei vorhergehenden, Mai und Juni, ungeachtet des nahezu gleichen Sonnenstandes; daher die zwei bis drei nächsten Stunden nach Mittag wärmer als die zwei bis drei vorhergegangenen, ebenfalls bei gleichem Sonnenstande. Dasselbe gilt von der Erkältung bei niedrigem Sonnenstande oder bei Abwesenheit der Insolation — Nacht — sei diess nun die Nacht einer einzelnen Tagesperiode oder die monatelange Nacht eines Polarwinters; daher die kälteste Tageszeit gerade vor Sonnenaufgang. Wie mit dem stets höheren Sonnenstande der tropischen Breiten und mit dem stets tieferen der Polargegenden der Kreislauf der beiden Passatwinde zusammenhängt, ist bereits dargestellt.

Für den einzelnen Tag ergibt sich aus den Insolationswirkungen, dass im Allgemeinen Morgens ein Westwind, Abends ein Ostwind eintreten müsste, wenn anderweitige Einflüsse nicht dazwischen träten; denn ein Punkt, an welchem es eben Morgen ist, hat gegen Osten hin ein schon länger beschienenes, daher mehr erwärmtes und folglich aspirirendes Gebiet, gegen Westen aber ein noch weniger oder noch gar nicht beschienenes Gebiet mit kälterer Luft, welche dem erwärmten Gebiete im Osten als Westwind zuströmen muss. Wird es dann an unserem Punkte Abend, so liegt für ihn das mehr erwärmte Gebiet im Westen, das schon länger erkaltete im Osten, und die Tendenz der Luftströmung muss also nach Westen gerichtet sein.

Bezüglich der relativen Luftfeuchtigkeit wäre unter der früheren Voraussetzung der Gang eben so einfach. Je grösser die Wärme, desto

geringer die Luftfeuchtigkeit und umgekehrt; — daher zu allen Jahreszeiten die Luft feuchter in hohen Breiten als in niederen (nur in den langen polaren Sommertagen ein geringerer Unterschied); daher in der Winterhälfte des Jahres feuchter als in der Sommerhälfte; im Frühlinge und Vorsommer feuchter als im Spätsommer und Herbste, und für den einzelnen Tag trockener bei Tag als bei Nacht, trockener am Nachmittage und Abend, als am Vormittag und Morgen, am trockensten etwa zwei Stunden nach Mittag, am feuchtesten kurz vor dem Morgen.

Was endlich die Rückwirkung der Feuchtigkeit auf die Wärme anbelangt, so müsste dadurch im Allgemeinen im Frühlinge und Frühsommer die Temperatur gegenüber derjenigen des Spätsommers und Herbstes noch mehr erniedrigt sein, als sie es schon wegen der geringeren Andauer der Wärmewirkung ist, indem zu den ersteren Zeiten viel Wärme zur Verdampfung des noch vom Winter herrührenden Niederschlagwassers verwendet wird, während diess in der herbstlichen Zeit nicht mehr der Fall ist.

Dieses Verhalten der hauptsächlichsten klimatischen Factoren — der Temperatur und der Luftfeuchtigkeit — findet denn auch thatsächlich überall statt, wo nicht locale Einflüsse in einer oder in mehreren Beziehungen entweder eine Abweichung der ganzen Erscheinungen oder wenigstens eine Ungleichheit im Betrage der Wirkungen hervorbringen.

Solcher abändernder Ursachen oder Modificatoren gibt es aber auf unserer Erde fast überall, und zwar von verschiedener Tragweite.

Wir können dieselben vor Allem in drei grosse Gruppen scheiden, je nachdem wir von den grössten natürlich abgegrenzten Gebieten (Welttheilen), oder von Landstrichen, oder endlich von einzelnen Standorten sprechen.

Die Einflüsse, welche einen Welttheil berühren, müssen selbstverständlich auch die in demselben inbegriffenen kleineren Gebiete oder Landstriche und die einzelnen Standorte treffen; aber umgekehrt gibt es viele Momente, welche auf Standorte oder selbst auf Landstriche Einfluss nehmen, ohne auf das Charakteristische im Klima des ganzen Welttheiles bestimmend einzuwirken.

Wir unterscheiden desshalb klimatische Modificatoren dreier Ordnungen, von denen die folgenden Abschnitte handeln.

Klimatische Modificatoren erster Ordnung.

(Das Klima ganzer Welttheile bestimmend.)

Grösse des Welttheiles.

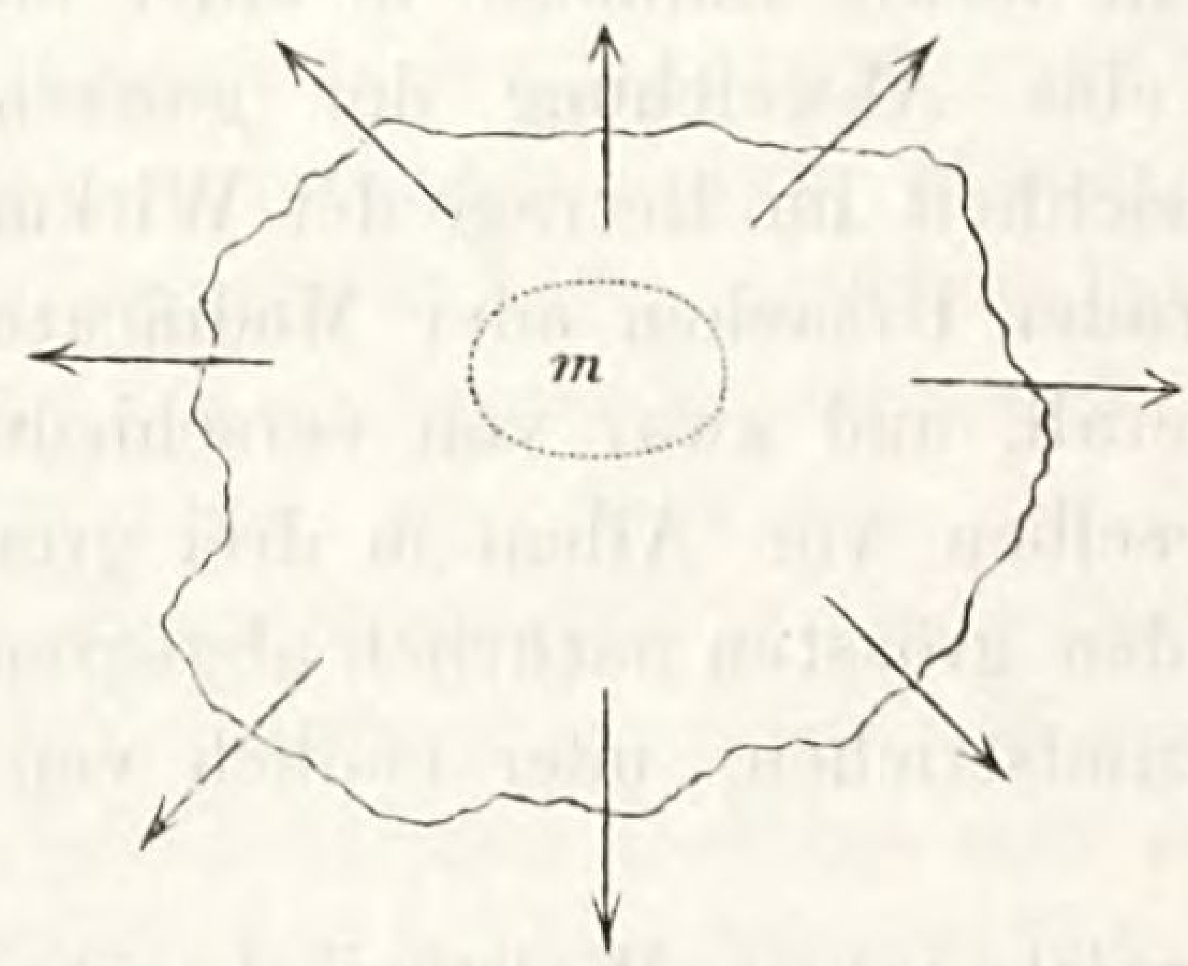
Die eigene Lage aller unserer Welttheile hat das Gemeinsame, dass sie sämmtlich grössere oder kleinere Inseln des überwiegenden Weltmeeres

darstellen. Wir müssen also von der Thatsache dieser insularen Lage ausgehen, wenn wir uns innerhalb des Kreises der auf unserer Erde wirklich vorhandenen Verhältnisse bewegen und nicht zu weit in das bloss abstract Denkbare abschweifen wollen.

Bei einer Insel wird es zunächst von ihrer Grösse abhängen, ob sie ein eigenthümliches Klima entwickeln kann oder nicht. Ist sie klein, so fegen die allgemeinen über dem Meere eben herrschenden Luftströmungen unverändert auch über die Insel weg. Ist diese hingegen gross, so wird durch die Verschiedenheit der Wärmecapacität und Feuchtigkeit zwischen Land und Meer jener Gegensatz zur Geltung kommen, dessen wir schon wiederholt zu erwähnen Gelegenheit hatten, und der sich in entgegengesetzten, mit einander abwechselnden Luftströmungen ausspricht.

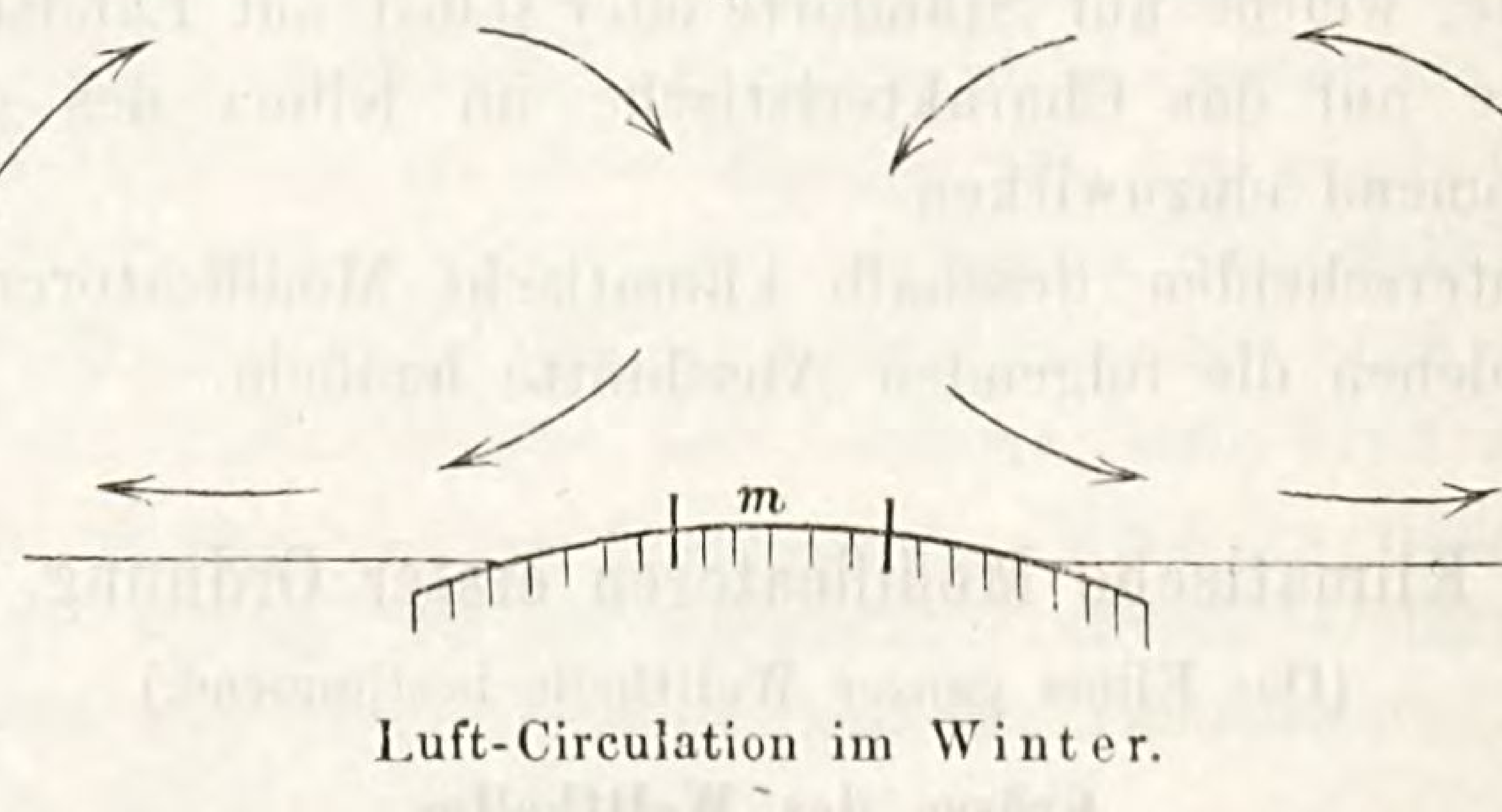
Gäbe es einen Welttheil, der ganz in der gemässigten Zone von Meer umgeben läge und also an allen seinen Punkten den Wechsel der vier Jahreszeiten und zu jeder Jahreszeit binnen je 24 Stunden den Wechsel von Tag und Nacht hätte, so würden durch diese Lage folgende Haupt-Erscheinungen hervorgebracht.

Fig. 35.



Kälte-Centrum (m) und vorwiegende Richtung der unteren Luftströmungen im Winter.

Fig. 36.



Luft-Circulation im Winter.

Im Winter erkaltet das Land rascher und viel bedeutender als das umgebende Meer; dieses wirkt zwar am Küstensaume bis zu einer

gewissen Entfernung gegen das Innere hin der Erkaltung entgegen, theils durch die höhere Temperatur der gegen das Land wehenden Seewinde, theils durch den hohen Feuchtigkeitsgehalt der letzteren, welcher Nebel und Wolken mit sich bringt, daher die nächtliche Ausstrahlung — die wirksamste Ursache der winterlichen Erkaltung — vermindert. Diese Wirkung nimmt aber gegen den Mittelpunkt des Landes immer mehr ab; die Seewinde verlieren beim Fortschreiten über das rascher erkaltende Land allmälig ihre Wärme und scheiden dabei so viel Nebel und Regen aus, dass sie nicht mehr feucht im Innern anlangen, daher dort der Ausstrahlung nichts mehr entgegenzusetzen haben; überdiess werden die Seewinde desto seltener, je weiter der Winter vorrückt, weil die über dem mehr erkalteten Lande lagernde, durch Miterkaltung verdichtete Luft nach allen Seiten gegen das Meer Abfluss sucht, so dass zur Zeit des entschiedenen Winters die vorherrschende Luftströmung divergirend von der Mitte des Landes weggeht (Fig. 35). Um den Mittelpunkt herum muss sich demnach ein Gebiet (m) grösster winterlicher Heiterkeit, Trockenheit und Erkaltung, und in Folge dessen auch des grössten Luftdruckes bilden, und die von dort abströmende trockenkalte Luft wird zeitweise durch die nur in den oberen Regionen gegen das Innere hin getragenen Seelüfte ersetzt (Fig. 36), um abermals rasch zu erkalten u. s. w.

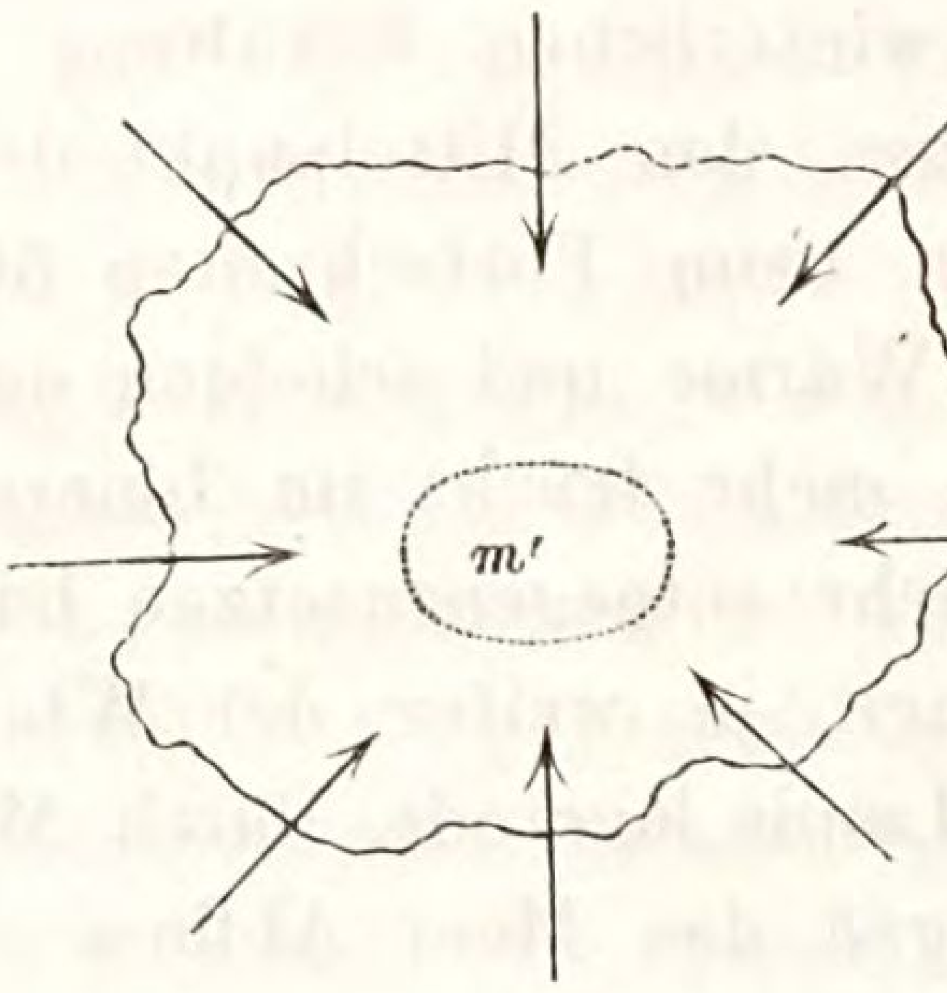
Die Lage dieses Kältegebietes (m) wird, da wir einen Erdtheil in der gemässigten Zone voraussetzen, nicht genau im Centrum des ganzen Areales, sondern etwas mehr gegen Norden sein.

Im Sommer wird durch die raschere und bedeutendere Erhitzung des Landes ein Gebiet m′ (Fig. 37) der höchsten Temperatur, Trockenheit und Luftverdünnung erzeugt, welches bei der hier vorausgesetzten Lage mehr im südlichen Theile liegen wird, nach welchem hin die kühleren und feuchteren Seewinde aspirirt werden. Diese bilden dann zwar rings an der Küste eine mildere Zone mit beschattenden Wolken und Niederschlägen, erschöpfen aber ihre Feuchtigkeitsvorräthe mit dem Fortschreiten gegen das Innere und langen dort so trocken an, dass sie der sommerlichen Erhitzung eben so wenig entgegensetzen, als sie im Winter die Ausstrahlung hindern konnten; sie werden vielmehr selbst rasch erwärmt und zum Aufsteigen genöthigt, um dann wieder in den oberen Regionen gegen das Meer zurückzukehren u. s. w. (Fig. 38.)

Läge ein Welttheil, wie wir ihn hier vorausgesetzt haben, in der tropischen Zone, in welcher es keinen Winter gibt und wo Verhältnisse, wie sie dem Sommer unserer gemässigten Zone nahe verwandt sind, das ganze Jahr hindurch herrschen, so würde derselbe auch ein centrales Gebiet der beständigen Trockenheit und Luftauflockerung besitzen müssen, wie in Fig. 37 angedeutet. Diess ist der Fall mit dem australischen

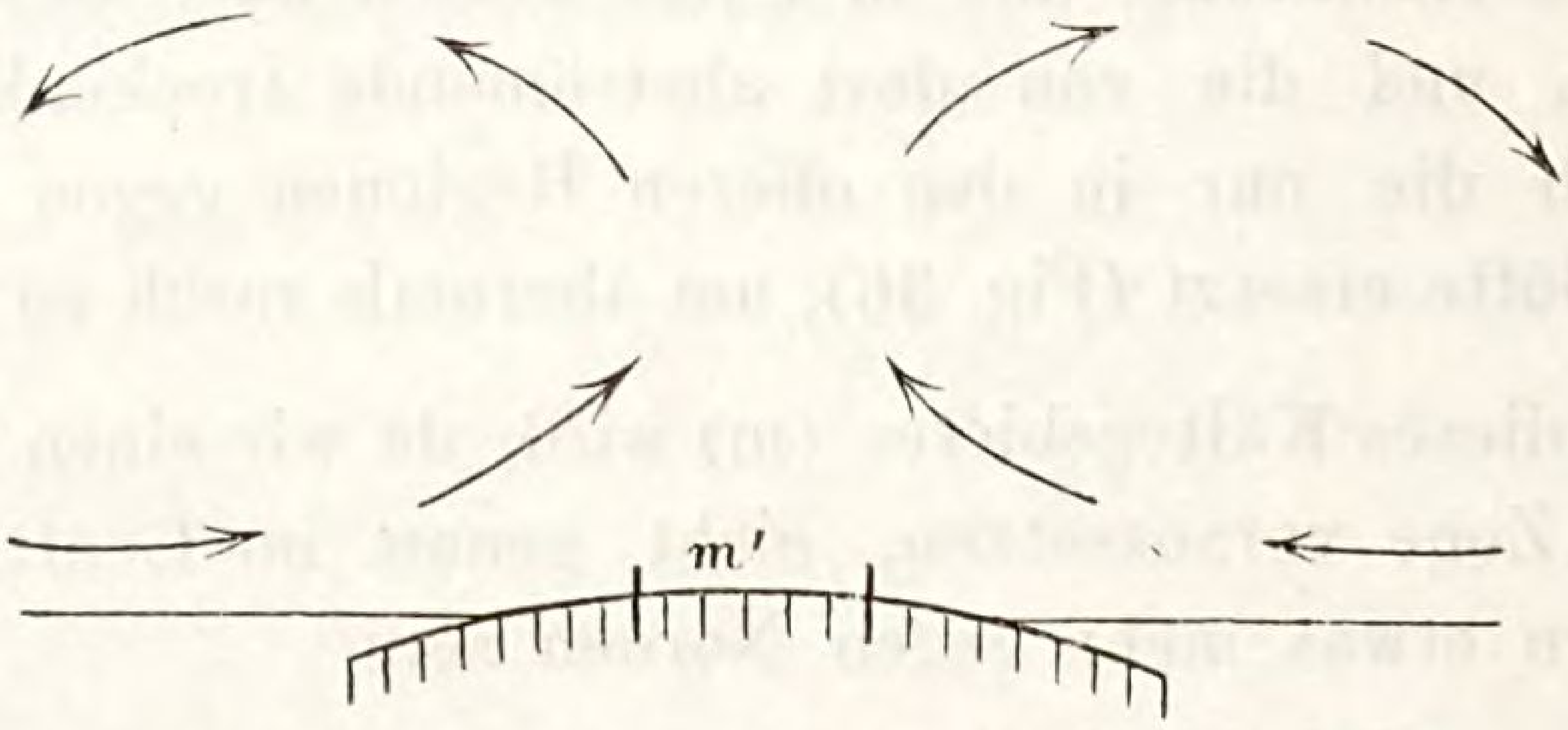
„Continent“, welcher auch wirklich ein Centralgebiet von solcher klimatischen Beschaffenheit enthält.

Fig. 37.



Hitze- und Auflockerungsgebiet (m′) und vorwiegende Richtung der unteren Luftströmungen im Sommer.

Fig. 38.



Luftcirculation im Sommer.

Ausser den angedeuteten Charakteren der winterlichen und sommerlichen Centralgebiete bringt eine derartig ausgedehnte Bodenfläche noch eine andere bereits mehrfach bei den einzelnen klimatischen Elementen erwähnte Eigenthümlichkeit mit sich — nämlich die Excessivität oder den grossen Abstand der oft sehr rasch wechselnden Extreme von Temperatur und theilweise auch von Luftfeuchtigkeit. Da nämlich der Festboden weit rascher und bedeutender durch Insolation erwärmt und durch Ausstrahlung abgekühlt wird, als das Wasser, wächst bei steigender Tageslänge und Sonnenhöhe die Hitze am und über dem Festboden in viel grösserem Masse, als am und über dem Meere, und analog geht es bei sinkender Sonne und zunehmender Nachtlänge mit der Abkühlung. Dieses Zunehmen der Hitze sowie der Kälte in raschen Sprüngen, und der grosse Abstand, der dadurch zwischen dem Maximum einerseits und dem Minimum anderseits, sowohl einzelner Tage als Monate und Jahre erzeugt wird, ist die eine Seite des excessiven Klimas. Die andere Seite aber betrifft die häufigen Recidiven, welche insbesondere

in den Uebergangs-Jahreszeiten (Frühling, Herbst) stattfinden. Wenn einmal das winterliche Kältegebiet oder das sommerliche Hitzegebiet entwickelt ist, findet allerdings durch lange Zeit hindurch eine gewisse Beständigkeit in jedem derselben statt; aber während der Wärmezunahme im Frühling bedarf es nur einiger trüber Tage, welche dem noch nicht erschöpften Seewinde zuzuschreiben sind, um den nun nicht besonnten Boden rasch wieder abzukühlen, der aber allerdings in den nächsten warmen Tagen sich auch wieder schnell erwärmt u. s. w. Aehnlich ist es im Herbste.

Die zwischen dem Centralgebiete und der Küste liegenden Strecken leiden an häufigen Wechseln zwischen den inneren trockenen und den oceanischen feuchten Luftströmungen, da die Circulation nicht immer strenge nach dem Typus in Fig. 36 und Fig. 38, sondern zeitweise auch so stattfindet, dass die beiden Strömungen neben einander laufen.

Den Gesammteffect eines solchen wechselvollen Klimas mit weit auseinander liegenden Extremen und unter dem Einflusse trockener Centralgebiete bezeichnet man durch den Ausdruck continental.

Ein hinlänglich ausgedehnter Welttheil wirkt also modificirend auf das Klima, indem er sich selbst einen continentalen Charakter gibt.

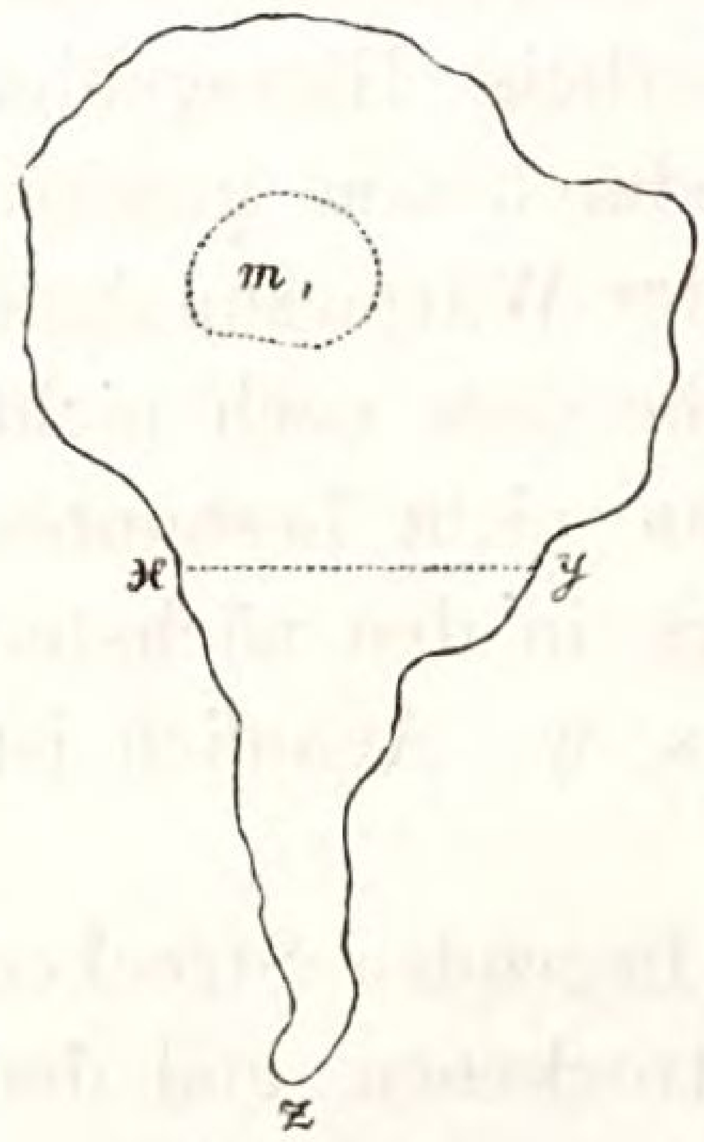
Das nun Gesagte dient zur Erläuterung des Satzes, dass unter den Modificatoren des in irgend einer Zone herrschenden Klimas zunächst die Grösse des betreffenden Erdtheiles als bestimmend auftritt. Wie gross jedoch ein insularer Erdtheil sein müsse, um ein continentales Centralgebiet und durch dasselbe ein selbstständiges Klima zu erzeugen, lässt sich nicht in Ziffern vorberechnen; man kann nur im Allgemeinen sagen: die Ausdehnung desselben muss gross genug sein, um den oceanischen Luftströmungen, ehe sie das Mittelgebiet erreichen, Zeit zur Ablagerung ihrer Feuchtigkeit zu gewähren, und, im Gegensatze zu den Seewinden, eine wirksame continentale Strömung (im Winter eine untere kalte, im Sommer eine obere heisse) zu erzeugen.

Gestalt des Welttheiles.

In zweiter Linie nach der Grösse entscheidet die Gestalt oder der Umriss, oder die Küstenentwicklung.

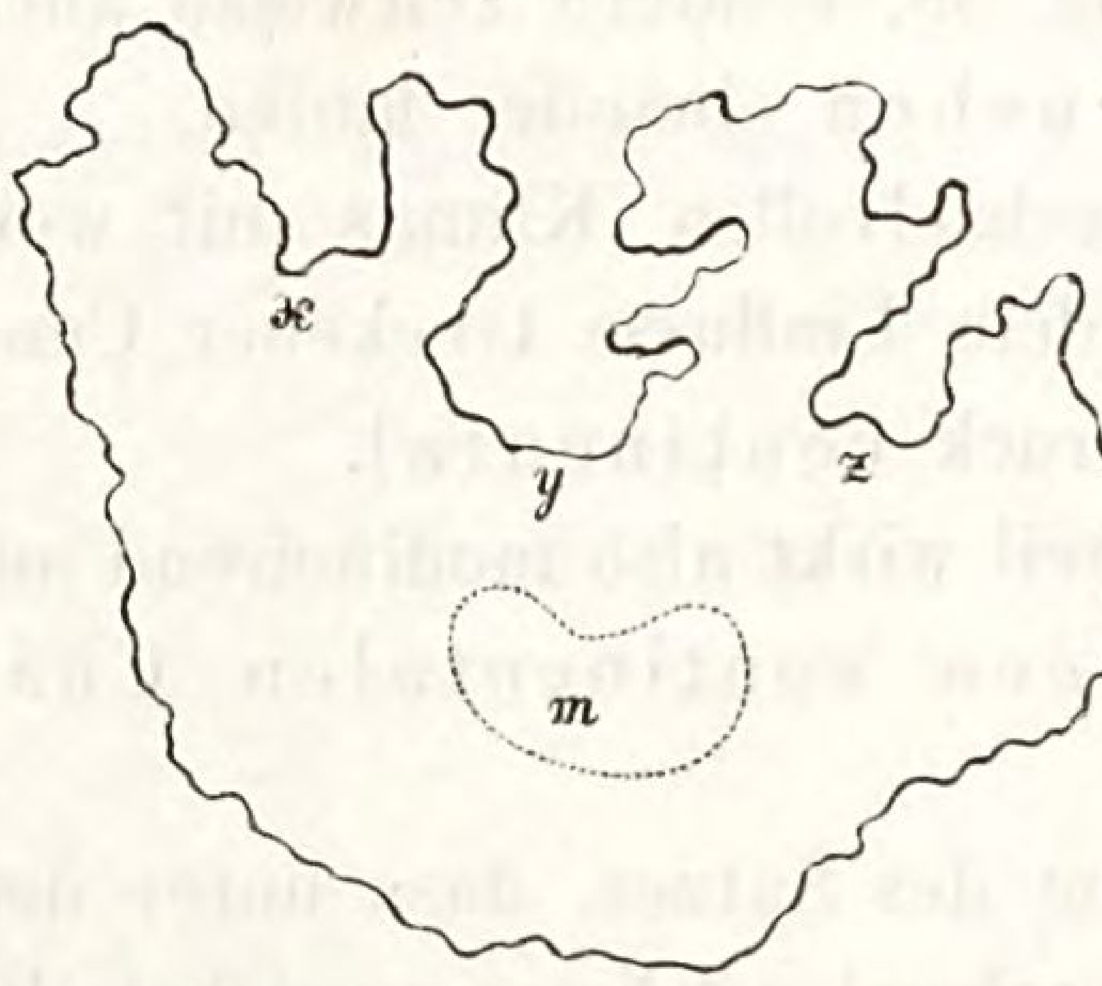
Hätte unser oben vorausgesetzter insularer Erdtheil nicht einen nahezu kreisförmigen, sondern mehr birnförmigen Umriss, etwa wie Fig. 39, so würde sich der schmale Anhang x y z, wenn er nicht Masse genug hat, um ein continentales Klima zu erzeugen, eines oceanischen Klimas erfreuen und nur an seinem nördlichen Rande x y zeitweise vom Centralgebiete (m) her continentale Anwandlungen erfahren.

Fig. 39.



Wäre hingegen der Gesammtumriss zwar derselbe, wie wir ihn in Fig. 35 und 37 vorausgesetzt haben, kämen aber an irgend einer Seite bedeutend tiefe Einschnitte vor, durch welche das Meer gegen das Innere hin Zutritt fände, etwa wie in Fig. 40 bei x, y, z, so würde nach dieser Seite hin kein entschieden ausgeprägter continentaler Charakter zu Stande kommen oder es würde wenigstens die Grenze des Centralgebietes (m) dort tief zurückweichen.

Fig. 40.



Eine von allen oder auch nur von drei Seiten stattfindende tiefe Einkerbung endlich würde die Möglichkeit eines continentalen klimatischen Typus ganz ausschliessen.

Combinirte Wirkung der Grösse und Gestalt auf die beiden Hauptcontinente unserer Erde.

Die beiden Erdtheile, welche uns das meiste Interesse einflössen, und von denen zugleich die meisten Daten bekannt sind — der europäisch-asiatische und der nordamerikanische — haben schon durch ihre Erstreckung zwischen der Polarzone und dem nördlichen Wendekreise etwas complicirtere klimatische Grundbedingungen, als der von uns zur Einführung in den Gegenstand hypothetisch angenommene insulare Welttheil; aber im Ganzen und Grossen findet das hier Gesagte auch seine Anwendung bei der Beurtheilung jener beiden Erdtheile.

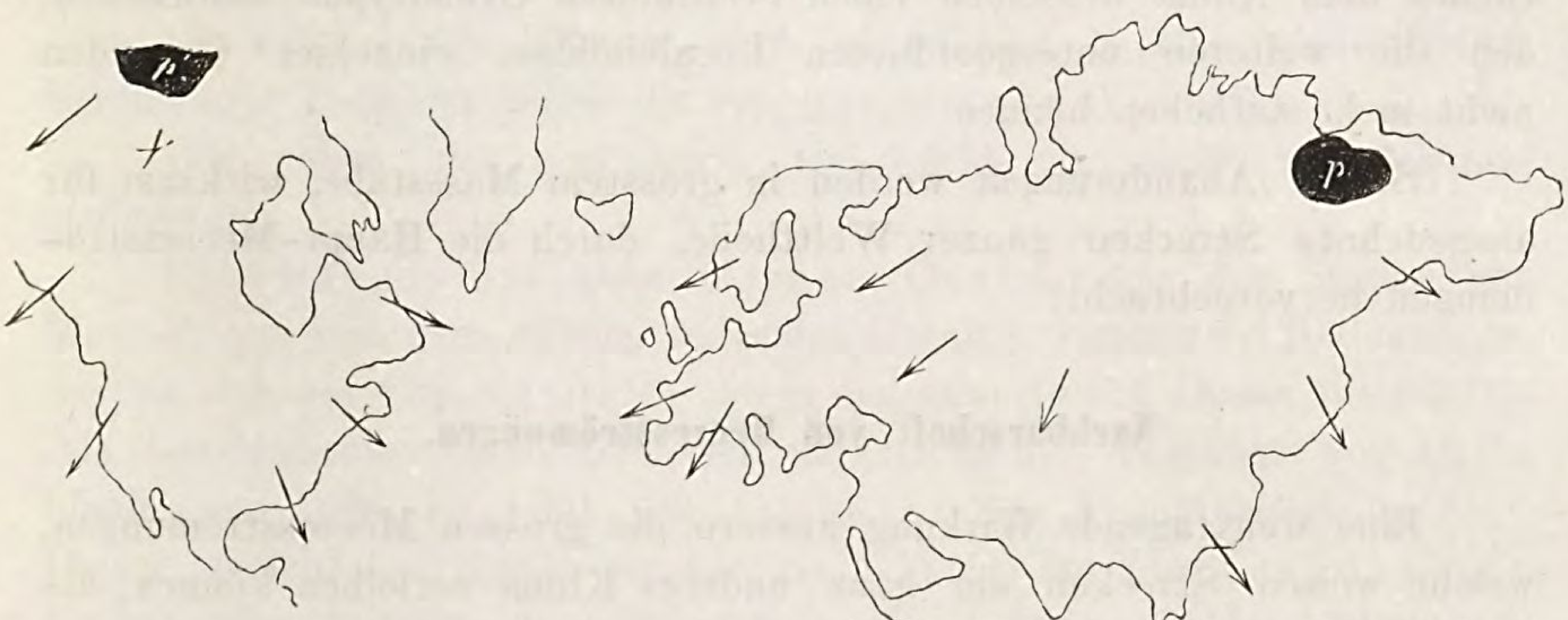
In beiden gewinnt das Festland erst innerhalb der subtropischen und der gemässigten Zone einen solchen Umfang, dass es zur Bildung eines vom Meeresklima wesentlich verschiedenen Continentalklimas mit centralen Gebieten der trockenen Winterkälte und der trockenen Sommerhitze kommt.

Die beiden Gebiete der tiefsten Wintertemperatur werden auch hier durch die vorwiegende Heiterkeit, und diese wieder wird durch die grösste

Entfernung vom Meere und zugleich durch die Annäherung an den Pol bestimmt.

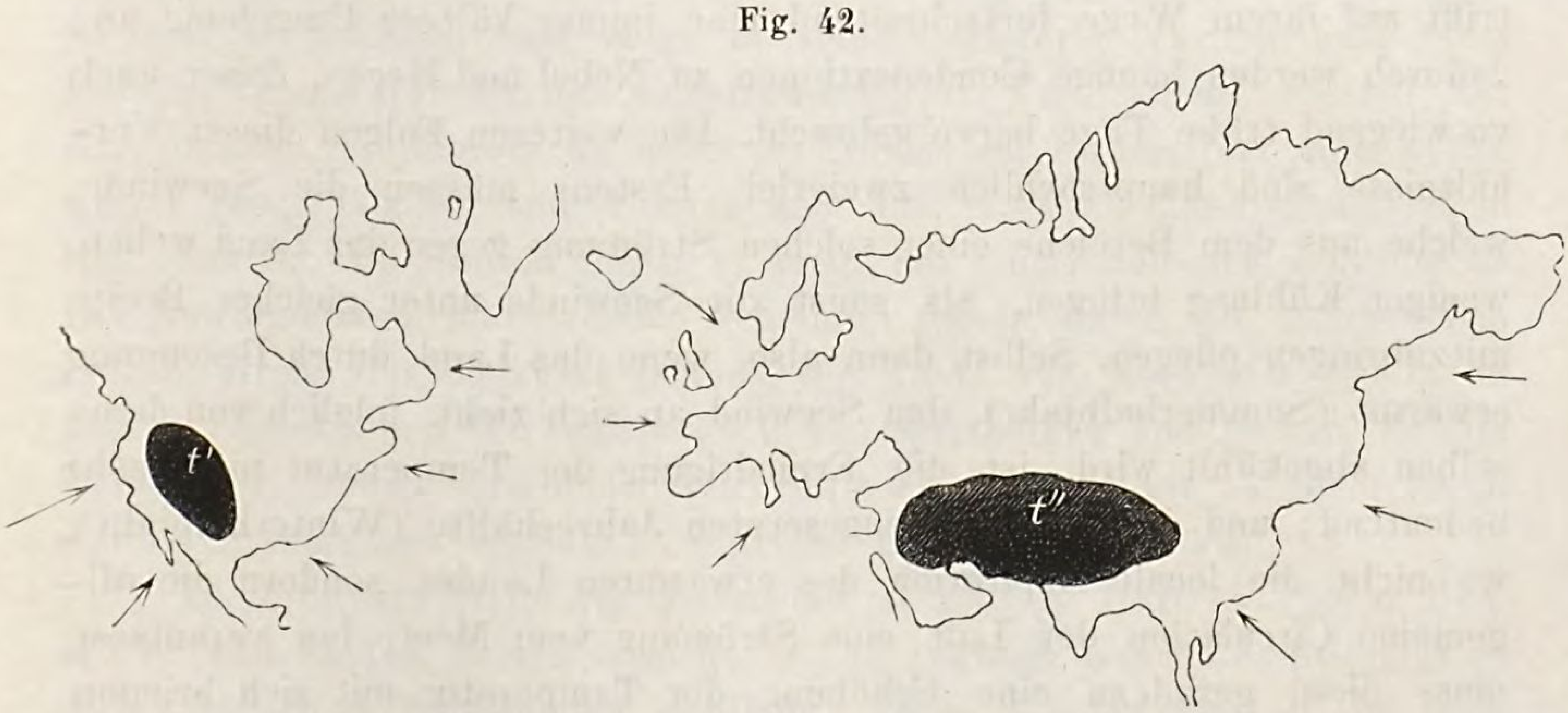
Von diesen Kältegebieten p und p′ Fig. 41 (nicht aber von dem eigentlichen mathematischen Pole, der, wenn er nicht Festland ist, weniger erkaltet) strömt im Winter die verdichtete Luft fächerförmig divergirend gegen die niedrigeren Breiten, von wo die feuchtere wärmere Seeluft zum Ersatze in den oberen Regionen nach den höheren Breiten zieht und dort abgekühlt wird.

Fig. 41.



Im Sommer hingegen drängt sich die dann kühlere feuchtere Seeluft convergirend gegen das Innere, vermag aber nicht die Dürre und Luftauflockerung jener beiden Gebiete aufzuheben, in welchen die grösste Distanz vom Meere mit der ausgiebigen sommerlichen Insolation zusammen sich zu einem Maximum der Trockenheit ergänzen.

Fig. 42.



Diese beiden Gebiete (t und t′ Fig. 42), von denen das asiatische vermöge der weit grösseren Landmasse auch grösser und entschiedener

charakterisirt ist als das amerikanische, das durch tiefe Meeresbuchten von NO. und NW. her beeinflusst wird, reguliren als Aspiratoren hauptsächlich den Gang der Luftströmungen beider Erdtheile im Sommer.

Die weiteren Folgerungen, welche sich daraus ergeben und die zahlreichen Modificationen, welche durch örtliche Einflüsse hervorgebracht werden, sollen nicht hier, sondern erst bei der Beschreibung der Klimate der einzelnen Welttheile und Gebiete dargestellt werden; hier ist nur beabsichtigt, in allgemeinen Umrissen zu zeigen, in wieferne selbst innerhalb der gleichen Zone die Ausdehnung und Gestaltung eines Welttheiles dem Klima desselben einen bestimmten Grundtypus aufdrücken, den die weiteren untergeordneten Localeinflüsse einzelner Gegenden nicht mehr aufheben hönnen.

Solche Abänderungen werden in grösstem Massstabe, wirksam für ausgedehnte Strecken ganzer Welttheile, durch die Haupt-Meeresströmungen hervorgebracht.

Nachbarschaft von Meeresströmungen.

Eine weittragende Wirkung äussern die grossen Meeresströmungen, welche weiten Strecken ein ganz anderes Klima verleihen können, als nach der Zonenlage und Gestalt zu erwarten wäre.

Die Hauptgesetze der grossen oceanischen Hauptströmungen haben wir bereits oben Seite 163 und 164 betrachtet. Hier handelt es sich nur darum, ihre klimatischen Effecte zu verfolgen.

Eine Strömung, welche aus niederen Breiten wärmeres Wasser und über demselben wärmere dampfreiche Luft in höhere Breiten führt, trifft auf ihrem Wege fortschreitend eine immer kältere Umgebung an; dadurch werden häufige Condensationen zu Nebel und Regen, daher auch vorwiegend trübe Tage hervorgebracht. Die weiteren Folgen dieser Verhältnisse sind hauptsächlich zweierlei. Erstens müssen die Seewinde, welche aus dem Bereiche einer solchen Strömung gegen das Land wehen, weniger Kühlung bringen, als sonst die Seewinde unter gleicher Breite mitzubringen pflegen. Selbst dann also, wenn das Land, durch Besonnung erwärmt (Sommerhalbjahr), den Seewind an sich zieht, folglich von demselben abgekühlt wird, ist die Erniedrigung der Temperatur nicht sehr bedeutend; und in der entgegengesetzten Jahreshälfte (Winterhalbjahr), wo nicht die locale Aspiration des erwärmten Landes, sondern die allgemeine Circulation der Luft eine Strömung vom Meere her veranlasst, muss diese geradezu eine Erhöhung der Temperatur mit sich bringen. Im Sommer also geringere Abkühlung, im Winter grössere Erwärmung ihrer Nachbarschaft ist die Wirkung solcher Strömungen.

Diesem auf Erhöhung der Temperatur aller Jahreszeiten hinwirkenden Einflusse gesellt sich ein anderer hinzu, welcher mehr auf Milderung der Extreme wirkt, nämlich die reichliche Wolkenbedeckung und Nebelbildung. Im Winter wird dadurch die nächtliche Ausstrahlung vermindert, so dass nicht leicht Kälte-Centren entstehen; im Sommer hingegen wird die Besonnung vermindert und dadurch das Entstehen von Hitze-Centren vermieden.

Feuchte, zur Condensation geneigte Luft zu allen Jahreszeiten, laue Winter und milde Sommer werden also durch warme Meeresströmungen in höhere Breiten gebracht.

Die kalten, aus höheren nach niedrigeren Breiten vordringenden Strömungen hingegen haben die entgegengesetzten Wirkungen.

Wir geben hier eine kurze Uebersicht der mächtigsten Meeresströmungen.

Strömungen im atlantischen Ocean. Aus der Strasse von Mozambique und dem offenen indischen Ocean kommen zwei Strömungen, welche sich am Cap vereinigen und in den atlantischen Ocean übertreten. Als südatlantischer Strom zieht sich die Eine an der Westküste von Afrika hinauf und geht im Golf von Guinea in den Aequatorialstrom über. Dieser streicht fast direct von Ost nach West bis zum Cap S. Roque. Er hat eine mittlere Geschwindigkeit von 3 Meilen in der Stunde und ist für die Schifffahrt von bedeutender Wichtigkeit. Seine Wärme ist um 1^0—2^0 geringer als die des umliegenden Meeres. Der amerikanische Continent theilt keilartig den Strom in eine nördliche und eine südliche Hälfte.

Der nördliche Arm nimmt die Gewässer des Amazonenstromes und des Orinoco auf, dringt durch die Antillen in das caraibische Meer und endlich in den Golf von Mexiko. Auf diesem Wege erwärmt sich das Wasser beträchtlich und zeigt in seinem weiteren Verlauf eine stets höhere Temperatur als das umgebende Meer. Von seinem Austritt aus der Strasse von Florida an heisst er Golfstrom. Er hat hier eine Breite von 7 geogr. Meilen und bewegt sich mit 1 Meile Geschwindigkeit in der Stunde. Von Florida fliesst er längs des amerikanischen Continentes bis Newfoundland und wendet sich dann schräg durch den atlantischen Ocean, streift die Südküste Islands, die Küste von Norwegen und ist in seinen klimatischen Wirkungen noch bis Spitzbergen und Novaja Semlja bemerkbar. Selbst Treibholz führt er noch dorthin, wie es auch, durch andere Strömungen ergriffen, bei Irland angeschwemmt wird.

Die breiteste Stelle des Golfstroms ist am Cap Hatteras (35^0 n. Br.), wo er 150 Meilen Breite erreicht, indem zugleich seine Geschwindigkeit auf 9 Meilen in 24 Stunden abnimmt. Diese Geschwindigkeit ist noch grösser als die des Amazonenstromes und des Missisippi. Das Wasser desselben ist von dem übrigen helleren Meerwasser durch tiefblaue Farbe

unterschieden. Auch erhebt es sich bei seiner geringeren Dichte über das Niveau des kälteren Wassers, so dass kleine Boote nach dem Rande der Strömung treiben.

Die hohe Temperatur des Golfstromes bewirkt den günstigsten Einfluss auf die Wärme der benachbarten Länder, vorzugsweise der Westküsten von Europa. Andererseits bringen die durch ihn bedingten Temperaturverschiedenheiten häufig Stürme hervor.

Entgegengesetzt dieser warmen Strömung kommen aus der Hudsonsbay, Davisstrasse und aus dem grönländischen Meere kalte Strömungen herab, welche den Golfstrom bei der Bank von Newfoundland treffen. Ein Theil dieser kalten Strömung drängt sich zwischen dem Golfstrom und der Ostküste von Nordamerika südwärts, ein zweiter Theil erstreckt sich zufolge seiner niederen Temperatur quer unter dem Golfstrom, unter welchem sie noch weithin durch die niedere Temperatur in der Meerestiefe, sowie durch die Richtung tiefgehender Eisberge erkannt werden kann.

An dem Zusammenstoss des Golfstroms mit der Polarströmung werden die von letzterer in grossen Mengen mitgeführten Eisberge geschmolzen, die steinigen Theile derselben lagern sich im Meere ab und vergrössern dadurch die aus denselben Ursachen entstandenen Sandbänke von Newfoundland. Die Mischung der kalten und warmen Gewässer übt auf das Klima von Newfoundland einen grossen Einfluss, vorzugsweise bedingt es die daselbst ungemein dichten und häufigen Nebel.

Dadurch dass an den Küsten von Irland und Frankreich eine südliche Strömung — die Rennelströmung — und von der portugiesischen Küste bis nach den canarischen Inseln und in den Busen von Guinea als nordafrikanische Strömung fliesst, vollendet sich im nordatlantischen Ocean ein Kreislauf der Wasser, in dessen Mitte eine ruhige Stelle des Meeres sich befindet. Diese ist bezeichnet durch eine ungemein reiche Vegetation von Fucusarten, welche einen Flächenraum von etwa 400 Quadratmeilen bedecken. Man nennt diese Gegend das Sargassomeer. Eine kleinere Stelle des Meeres östlich von den Bermudas ist ebenfalls mit solchen Tangen bedeckt.

Als locale Strömungen sind im nordatlantischen Ocean noch folgende anzuführen:

Die Abzweigung der nordafrikanischen Strömung in die Strasse von Gibraltar. Sie wird veranlasst durch die starke Verdunstung des Mittelmeeres bei schwachem Zufluss von Süsswässern. Als Folge derselben lässt sich der höhere Salzgehalt des mittelländischen Meeres ansehen.

Im Gegensatz hierzu fliesst der Ostsee mehr süsses Wasser zu, als von ihrer Oberfläche verdunsten kann; letzteres fliesst daher durch die verbindenden Meerengen in die Nordsee ab, und das Ostseewasser zeigt besonders in seinen oberen Schichten einen geringeren Salzgehalt gegenüber dem offenen Ocean.

Ebenso wie im nördlichen, so ist auch im südlichen atlantischen Ocean ein geschlossener Kreislauf des Wassers bemerkbar.

Der vom Cap S. Roque südwärts gehende Arm der Aequatorialströmung begegnet an der Mündung des La Plata einer Polarströmung. Diese lenkt — vielleicht im Verein mit dem Wasser des La Plata selbst — die Strömung nach Osten ab, so dass sie dem Cap der guten Hoffnung zuströmt und dort sich an die südatlantische Strömung anschliesst.

Strömungen im indischen Ocean. Im südlichen Theil des indischen Oceans veranlassen die Passatwinde eine leichte Strömung nach West. Im nördlichen Theile dieses Meeres sind wechselnde locale Strömungen durch den Einfluss verschiedener Ursachen vorhanden. Oft sind sie nach den Jahreszeiten mit dem Wechsel der Monsune in entgegengesetzten Richtungen wechselnd. Beständiger ist nur die Strömung im Canal von Mozambique, welche mit der Passatströmung in die Capströmung übergeht und mit dieser zum Theil in den atlantischen Ocean, zum Theil nach Osten zurück bis nach Australien sich wendet.

Strömungen des grossen Oceans. Die Erstreckung des grossen Oceans über beide Hemisphären lässt wieder die Entfaltung eines zweifachen Kreislaufes der Gewässer zu.

Gegen die Küste von Chile bewegt sich in nordöstlicher Richtung eine polare Strömung, welche zum Theil gegen den Golf von Arica, zum Theil gegen das Cap Horn und um dasselbe herum in den atlantischen Ocean treibt.

Die Strömung, welche an der Westküste von Südamerika nordwärts geht, führt den Namen Humboldtströmung. Sie führt zum Cap Blanco (4° s. Br), wendet sich nach den Gallopagosinseln und erfüllt dann in einer Breite von fast 50 Breitengraden (von 24° südl. bis 26° nördl. Br.) als Aequatorialströmung die Mitte des Oceans.

Nördlich von Neuguinea richtet sich die Strömung nordwärts, sie fliesst an Japan vorüber, dessen mildes Klima erzeugend, wendet sich an Kamtschatka vorbei zu den Aleuten und erzeugt hier die ungemein dichten Nebel, welche bei einer an den Südküsten fast tropischen Flora die Gegend jener Inseln charakterisiren. Nun wendet sich die Strömung gedrängt durch die kalte Strömung der Behringsstrasse am amerikanischen Continent südwärts und vollendet so den nördlichen Kreislauf.

Aus dem ochotzkischen Meere strömt eine kalte Strömung jener äquatorialen entgegen, drängt sie von Asiens Küsten ab, wie die polare Strömung bei Newfoundland und verliert sich erst südlich von Korea unter dem warmen Gegenstrom.

Der südliche Theil des grossen Oceans bietet weniger Regelmässigkeit; doch fliesst auch hier an den Ostküsten Australiens eine südliche Strömung, welche sich mit dem bereits erwähnten polaren Strome durch

die südlichen Theile des grossen Oceans bewegt und gegen die chilenische Küste zu treibt.

Strömungen der Polarmeere. Die grossen Ströme Nordasiens verursachen eine Strömung gegen den Nordpol hin. Von diesem südwärts führen die bereits beim atlantischen Ocean bezeichneten Strömungen auf beiden Seiten von Grönland gegen Neufoundland hin. Ein Theil der östlichen Strömung bei Grönland wendet sich übrigens um das Cap Farewell und bewegt sich wieder nördlich in die Baffinsbay.

Im südlichen Eismeere kann wegen der daselbst nur unvollkommenen Forschungen von Strömungen noch nichts gesagt werden. —

Dass die Meeresströmungen, je nachdem sie äquatoriale oder polare sind, die oben angeführten klimatischen Wirkungen hervorbringen, sehen wir an zahlreichen Beispielen in allen Welttheilen. Betrachten wir zunächst die äquatorialen Strömungen nur auf der nördlichen Hemisphäre, als der genauer bekannten, so finden wir sie überall die Temperatur der von ihnen bespülten Inseln und Länder erhöhen; die Isothermen werden durch diese Strömungen stets nach den Polen zu vorgeschoben; die Wärme zeigt positive Anomalie. Europa als westlicher Theil des alten Continentes, bis Spitzbergen und Novaja-Semlja hinauf, das westliche Nordamerika, sowie das östliche Südamerika und Japan haben daher ihr mildes Klima.

Die Polarströmungen mit niederer Temperatur kühlen die Küsten beträchtlich ab. Ihr Einfluss drängt die Isothermen nach dem Aequator. Die dadurch begründete negative Anomalie sehen wir an der Küste von Chile, an der Ostküste von Nordamerika und Asien, sowie an der südafrikanischen Westküste.

Dass mit der grösseren Wärme der Meeresströmungen sich eine grössere Luftfeuchtigkeit entwickelt und daraus wieder reichlichere Niederschläge resultiren, die sich besonders da bemerkbar machen, wo Strömungen von sehr verschiedener Wärme sich begegnen, dafür dienen als Beispiele die häufigen Nebel des ochotskischen Meeres, die Aleuten, die Bank von Neufoundland, die Hudsonsbay, die californische Küste, sowie endlich die Gegenden höherer Breite, welche noch vom Golfstrom berührt werden, wie das nordwestliche Europa.

Klimatische Modificatoren zweiter Ordnung.

Uebersicht derselben.

Auch diese sind theils in der Natur des betreffenden Gebietes selbst, theils in dem Einflusse der Nachbarschaft begründet. Die wichtigsten der ersteren sind: die Gestaltung des Bodens, je nachdem er erhoben

oder gesenkt, undulirt oder eben ist, dann das Wassernetz der Gegend, endlich die Anwesenheit oder Abwesenheit einer Vegetationsdecke.

Die Nachbarschafts-Einflüsse beruhen hauptsächlich auf Wasserflächen, Strömungen, Gebirgen und Wäldern.

Bodengestaltung.

EBENE UND WELLENLAND.

Ist der Boden, den wir hier vorläufig von gleicher Beschaffenheit und Bedeckung voraussetzen, auf weite Strecken eben, so wirkt er auf die darüber lagernde ausgedehnte Luftmasse überall in gleicher Weise; erhitzt er sich durch Insolation, so theilt er diese Hitze überall in gleichem Grade den Luftschichten mit, so dass die Grenzen ihrer verschiedenen von unten nach oben abnehmenden Temperaturen nahezu horizontal liegen und die untere warme Luft in einer zusammenhängenden Masse nur langsam aufsteigt; erkaltet hingegen die Ebene durch Ausstrahlung, so bleibt die kalte Luft ruhig unten liegen und wird nicht durch minder erkaltete Stellen zum seitlichen Abströmen angeregt. Ist die Ebene trocken, so zehrt die von ihr aufsteigende erwärmte Luft auf eine weite Strecke die in der Höhe schwebenden Wolken auf und hindert Niederschläge; bei der Erkaltung aber bilden sich keine Nebeldecken, so dass die Ausstrahlung rasch sehr bedeutend werden muss. Ist eine Ebene hingegen feucht (sumpfig, stark bewässert u. s. w.), so sendet sie bei der Erwärmung eine horizontale Dampfschichte nach der anderen in die Höhe, wo diese Schichten dann einen zusammenhängenden Stratus-artigen Wolkenschleier bilden müssen; bei der Erkaltung hingegen entsteht eine unbewegte weitgedehnte Nebelschichte am Boden selbst.

Die Ebene hat also Neigung zu bedeutenden, aber nicht rasch wechselnden Extremen der Temperatur, dagegen zu grosser Gleichförmigkeit der Feuchtigkeitsverhältnisse.

Undulirtes Land — immer eine gleichartige Zusammensetzung und Bedeckung des Bodens vorausgesetzt — kann durch Ein- und Ausstrahlung nicht überall gleichmässig erwärmt oder abgekühlt werden; die sonnseitigen Gehänge der Hügel oder Berge erhitzen sich weit rascher und bedeutender als die nur mittelbar von der umgebenden Luft langsam erwärmten schattenseitigen Partien; aber selbst auf der Sonnenseite ist der Grad der Erhitzung ungleich, je nach der Neigung der Gehänge gegen die Sonnenstrahlen. Aus solchem Lande steigt also bei der Insolation nicht eine compacte erwärmte Luftschichte auf, sondern einzelne getrennte Luftsäulen erheben sich und durchlöchern gleichsam die überlagernde kältere Luft. Zugleich aber entstehen seitliche Strömungen

von den Schattenseiten zu den mehr oder minder erwärmten Sonnenseiten, sowie aus der Umgebung der aufsteigenden Luftsäulen nach diesen letzteren hin; eine rasche und fortwährende Mischung der verschieden temperirten Lufttheilchen findet also statt und verhindert das schnelle und bedeutende Anwachsen der Lufttemperatur; dagegen findet das Aufsteigen einzelner mehr erhitzter Luftsäulen früher statt, als die Hebung der ganzen erwärmten Luftmasse über einer Ebene.

Bei der nächtlichen Abkühlung werden die am Tage stärker erwärmten sonnseitigen, besonders die der Abendsonne ausgesetzten Gehänge noch lange eine höhere Temperatur behalten als die entgegengesetzten; es wird also keine gleichmässig kalte Luftschichte sich über den Boden ausbreiten, sondern ungleich erkaltete Luftpartien werden nebeneinander liegen und durch seitliche Abströmung von den kälteren zu den minder kalten sich mischen, so dass eine geringere Gesammtabkühlung herauskommt.

Ist das Wellenland trocken, so wird zwar die Insolation während des Aufsteigens der Luft die in der Höhe befindlichen Wasserdämpfe, wenn sie etwa schon der Condensation nahe waren, wieder trockener machen oder auch vorhandene Wolken auflösen; da jedoch jenes Aufsteigen nur in einzelnen Säulen erfolgt, so kann auch die Verdünnung der Dämpfe und die Auflösung der Wolken nur stellenweise, nicht so gleichförmig wie über der Ebene, erfolgen; während der Abkühlung hingegen werden, wie über der trockenen Ebene, keine Nebel sich bilden.

Ist das undulirte Land feucht, so führen die aufsteigenden Luftsäulen auch reichlichen Dampf mit in die Höhe und geben Anlass zur Bildung einzelner Wolken (Cumuli), nicht wie über der feuchten Ebene, eines zusammenhängenden Schleiers oder einer Stratusdecke; bei der Abkühlung hingegen lagern sich Nebel zuerst nur über den am Tage weniger erwärmt gebliebenen Stellen und erst später, falls auch die entgegengesetzten sich durch die unbehinderte Ausstrahlung mehr abgekühlt haben, auch über diesen.

Wenn nun überdiess das Wellenland theils bewaldet, theils kahl, oder theils trocken, theils feucht ist, so verstärkt sich noch das Spiel der ungleichen, aber nach Ausgleichung strebenden Luftströmungen.

Undulirtes Terrain wirkt also auf Verminderung der Temperatur- und Feuchtigkeits-Extreme, hauptsächlich durch mischende seitliche Ausgleichsströmungen, und befördert locale und zeitliche Abwechslung in beiden genannten meteorischen Elementen und folglich auch in allem, was davon abhängt, so insbesondere auch im Luftdruck.

BERGE UND GEBIRGE.

Eigenthümlichkeiten der hohen Gipfel.

Dass in höheren Luftschichten die Temperatur abnimmt, dia Saturation hingegen bis zu einer gewissen Grenze zunimmt, und nach welchem Gesetze diese Erscheinungen stattfinden, ist bereits in den Abschnitten von der Temperatur und von dem Kreislauf des Wassers in der Atmosphäre gesagt worden.

Hier, wo wir von den Modificationen des Klimas sprechen, handelt es sich nicht darum, nochmals darauf zurückzukommen, wie die klimatischen Elemente der freien Luft in jenen Höhen, zu welchen die Gebirge aufragen, sich verhalten, sondern vielmehr darum, nachzuweisen, welchen Einfluss die Substanz und Gestalt der Berge auf die umgebende freie Luft und durch dieselbe auch auf die meteorischen Erscheinungen in weiterer Entfernung ausüben.

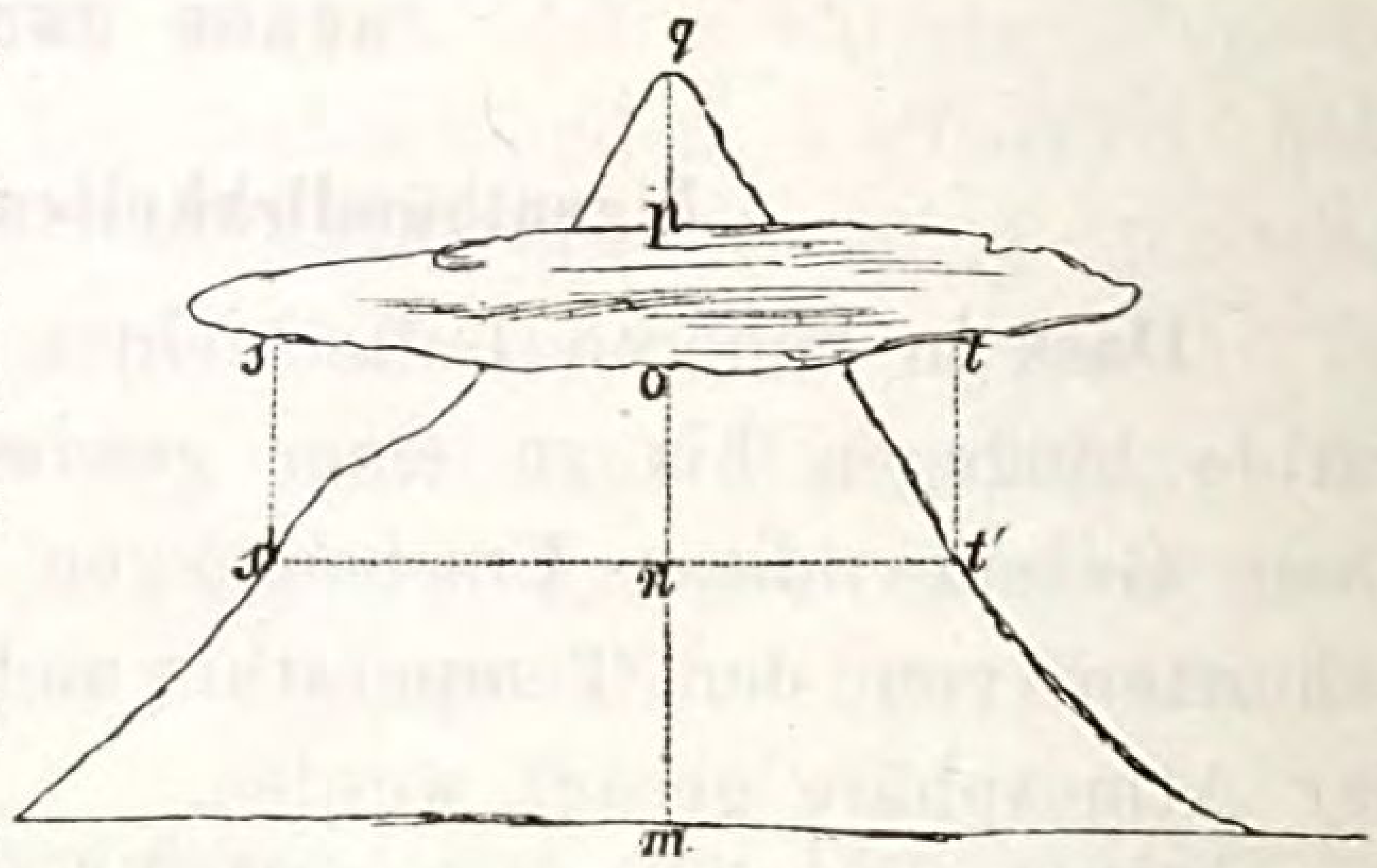
Die Behandlung dieses Gegenstandes wird erschwert durch die Menge der hier zusammenwirkenden Factoren: die Zusammensetzung, die Gestalt und Masse der Bodenerhebung selbst, die Anzahl, Tiefe und Breite der zwischenliegenden Thäler, die Exposition der einzelnen Gehänge gegen Sonne und dominirende Winde, die mehr oder minder erhabene Umgebung, die Anwesenheit und Vertheilung oder die Abwesenheit von Wäldern, Gebüsch und Grasmatten, von Seen, Sümpfen, Mooren und Meer, kommen zu den sonst für die betreffende Zone und Provinz massgebenden Factoren noch hinzu und aus dieser Complication wirkender Ursachen entstehen natürlich auch sehr complicirte Erscheinungen.

Wir müssen daher von einem möglichst einfachen Falle ausgehen und erst wenn wir denselben erschöpfend betrachtet haben, zu den verwickelteren Fällen übergehen.

Der einfachste Fall, um die Meteoration der Berge zu betrachten, ist die Annahme eines vereinzelt aufsteigenden undurchfurchten Berges von Pyramidenform, wie wir ihn hier in Fig. 43 schematisch darstellen.

Eine sehr allgemein verbreitete Ansicht geht dahin, dass durch einen Berggipfel die umgebende Luft mehr abgekühlt werde, als wenn an derselben Stelle nichts als Luft wäre; denn, sagt man, an den Berghöhen bilden sich bekanntlich oft Wolken, während in der freien Luft, etwas entfernter um die Berge herum, keine Wolkenbildung stattfindet; da nun die umgebende Luftmasse durch die Anwesenheit des Berggipfels nicht mehr Wasserdampf erlangt als sie sonst schon hat, kann die Wolkenbildung am Berge nur durch Erkältung unter die Temperatur der umgebenden Luft veranlasst werden, und eben diese Abkühlung muss dem Berge zugeschrieben werden, weil ja sonst auch in der freien Luft, entfernt vom Berge, sich Wolken bilden müssten.

Fig. 43.



Diese Erklärung taugt nun nichts, wenn sie so allgemein lautet; sie trifft nur in einem einzigen Falle zu, während es verschiedene Fälle gibt, in denen aus ganz anderen Ursachen die Wolken sich vorwiegend an die Berge hängen.

Betrachten wir unseren oben vorausgesetzten Berg zur Zeit des Tages, bei heiterem Himmel, während er von der Sonne beschienen wird, so finden wir, dass er, als eine feste Masse von weit geringerer Wärmecapacität als die Luft, sich durch dieselben Sonnenstrahlen, welche die diathermane Luft fast wirkungslos passiren würden, erwärmt, ja nach Umständen auch erhitzt; es kommt also an dieselbe Stelle der Atmosphäre, wo sonst kalte Höhenluft wäre, durch den Berggipfel eine erwärmte Masse, die auch der umgebenden Luft Wärme mittheilt, und von einer Erkältung der Luft durch den Berg kann keine Rede sein.

Folgt auf den heitern Tag eine heitere Nacht, so strahlt nun umgekehrt die feste Masse des Berges rasch Wärme aus und erkaltet zuletzt mehr als die umgebende ruhige Luft, wird also zu einer Kältequelle für die letztere, während er am Tage eine Wärmequelle war. Es folgt daraus, dass die Anwesenheit eines Gipfels in jene Luftregionen einen excessiven Temperaturwechsel bringt, der sonst nicht dort vorhanden wäre, und der selbstverständlich auch grössere Lufttrockenheit bei Tag, grössere relative Luftfeuchtigkeit bei Nacht im Gefolge haben muss, so dass die nächtliche Wolkenbildung an Berggipfeln durch die nächtliche grössere Abkühlung des Berggipfels in vielen Fällen genügend erklärt werden kann.

Ist der Himmel über dem Gipfel trübe, dann fällt bei Tage die Besonnung weg und bei Nacht ist die Ausstrahlung des Bodens vermindert, wesshalb dann die Eigenwirkung der Gipfelmasse sehr gering wird und auch an seiner Oberfläche nahezu dieselbe Temperatur stattfindet wie in der weiten umgebenden Luftmasse.

Das excessive Verhalten der Temperaturen des Bodens und der nächsten Lufthülle desselben auf Bergeshöhen, welches vermöge der Wärmecapacität und Strahlung der Bergmasse stattfinden sollte, wird jedoch selbst bei heiterem Himmel bedeutend vermindert durch den Einfluss des weiten Luftoceans, in welchen die Berge und Gebirge wie vereinzelte Klippen und Untiefen hineinragen. Selbst im Zustande der Ruhe gedacht, muss die nach dem bekannten Gesetze mit zunehmender Höhe immer kälter werdende allgemeine freie Luftmasse den dünnen Hof erwärmter Luft, welcher einen bei Tage besonnten Berggipfel umgibt,

durch Mittheilung kälter machen. Da jedoch das erwärmte Gestein aspirirend auf die umgebende kältere Luft wirkt, so strömt, je mehr die Insolation zunimmt, desto entschiedener kalte Luft herbei und lässt die Ansammlung eines grösseren Wärmequantums nicht zu. Selbst an sonnigen Tagen muss also auf Berghöhen eine Temperatur herrschen, die nicht sehr hoch über jener der gleichhohen freien Luftschichten steht; und nur auf ganz kurze Zeiträume, kaum eine Stunde täglich, kann ein freier Gipfel bedeutender erhitzt bleiben. Während nun die umgebende kalte Höhenluft bei Tage das Zustandekommen höherer Temperaturen hindert, befördert sie bei Nacht die Abkühlung nicht nur bis zu ihrer eigenen niedrigen Temperatur, sondern auch noch unter dieselbe, da die Ausstrahlung des Bodens durch dünne Luft begünstigt wird.

So muss also im Ganzen aus wenig wirksamer Tageserwärmung und desto wirksamerer nächtlicher Strahlung auch an Berggipfeln eine mit der Höhe abnehmende Temperatur, ähnlich wie in freien Luftschichten, resultiren.

Das Gesetz dieser Abnahme, d. h. die genaue Scala, nach welcher man sagen könnte, um wieviel Grade die Temperatur mit je 100, 500 oder 1000 Fuss abnimmt, oder um wieviel Fuss man höher steigen müsse, um eine Temperaturabnahme von 1^0 zu finden, ist gar nicht allgemein, sondern nur ganz local, und am besten nach Jahreszeiten festzustellen, weil die nun noch näher zu betrachtenden Einflüsse zu viele Abänderungen hervorbringen. Da hauptsächlich die Insolation und die Ausstrahlung des festen Bodens den Unterschied hervorbringt zwischen der Temperatur der Berghöhen und der gleichhohen freien Luft, so muss vor allem die Exposition gegen die Sonne auch hier Unterschiede hervorbringen, wie wir sie bereits beim Wellenlande erwähnt haben, nur wird eben das leichtere Spiel der Ausgleichs-Luftströmungen in freien Gipfellagen die Unterschiede noch weniger gross werden lassen.

Eigenthümlichkeiten der Wolkenregion.

Weit mehr Abänderungen und zeitweise selbst Unterbrechungen, ja auch Umkehrungen der Temperaturabnahme werden durch die Lage der localen Wolkenregion und durch die atmosphärischen Hauptströmungen hervorgebracht.

In jeder Berggegend gibt es eine gewisse Höhenschichte der Luft, in welcher während des Sommerhalbjahres die aus der Tiefe mit dem aufsteigenden Luftstrome heraufkommenden Wasserdämpfe sich zu Wolken condensiren; weiter hinauf ist dann die Luft wieder trockener, weil eben ein grosser Theil Dampf als Wolken zurückgeblieben ist. Jene Höhenschichte der grössten Condensation liegt natürlich bei Tag höher, bei Nacht tiefer,

und viele Berggipfel reichen entweder in die Tages- oder doch wenigstens in die Nachtregion der häufigsten Wolkenbildung hinein; auch schlagen die höheren Stufen der Berge, nach dem bereits Gesagten, bei Nacht Wasserdämpfe als Nebel und Wolken auf sich nieder, selbst in jenen Höhen, in denen bei freier Luft noch keine solche Condensation erfolgen würde.

Die Höhenregionen, in denen diese beiden Arten von Wolkenbildung stattfinden, liegen meist sehr nahe übereinander, oft schliessen sie sich ganz aneinander an, und so entsteht für jeden Berg eine Region der vorwiegenden Wolkenbedeckung, oder, wie man sie kurz nennt, eine Wolkenregion. Sie liegt unter den Tropen zwischen 6000 und 9000 Fuss und über ihr kommt eine Region der mehr heiteren trockenkalten Luft. In den Alpen reicht sie meist von den Gipfel- und Kammhöhen an gerechnet einige hundert Fuss abwärts — und nach dem Wasserreichthum der Umgebung, nach localer Stauung oder Beförderung des Windzuges u. s. w. gibt es viele locale Modificationen.

Die lange Dauer des Wolkenbehanges an Bergen, selbst an sonst heiteren Sommertagen, nachdem in der Tiefe schon längst aller Nebel verschwunden und auch die freie Luft schon in kurzer Distanz von den Bergen völlig wolkenfrei ist, wird noch befördert durch local erzeugte Luftströmungen folgender Art. Der beschattende Wolkenschirm (Nebelkappe) erzeugt einen Ring von geringerer Erwärmung, während die Ebene und die unteren Gehänge schon stark besonnt werden. Durch den von solchen erwärmten Stellen aufsteigenden Luftstrom wird ein luftverdünnter Raum erzeugt, in welchem, da ringsum auch wieder nur warme verdünnte Luft liegt, zur Herstellung des Gleichgewichtes nur aus der oberen Schattengegend kalte Luft nachströmt. Diese Strömung zieht aber auch einzelne Wolken mit sich abwärts in jene Stufen, die früher schon wolkenfrei waren, und zwar desto mehr, je intensiver und dauernder jene Strömung auftritt; deshalb will oft das Wolkentreiben an Bergen gar kein Ende nehmen, und wenn man schon glaubte, dass endlich die letzten Nebelschleier sich heben werden, senken sie sich vielmehr noch eine zeitlang, bis zuletzt die aufsteigende Wärme, im Verein mit der Besonnung von obenher, die Nebelbläschen ganz aufzehrt.

Dieser Vorgang, der in freier Luft nicht stattfinden kann, verstärkt die Bedeutung der Wolkenregion an Bergen.

Welchen Einfluss das Vorhandensein einer solchen Wolkenregion auf die Wärmeabnahme mit der Höhe haben muss, ist nicht schwer einzusehen.

Gesetzt, die locale Wolkenregion an unserem in Fig. 43 vorausgesetzten Berge erstrecke sich zwischen *o* und *p*, so wird auf dieser Abstufung des Berges nur selten eine sehr bedeutende nächtliche Ausstrah-

lung stattfinden, dagegen wird durch die häufigen Condensationen Wärme frei, welche die Temperatur der Umgebung ein wenig erhöht. Zwischen *o* und *p* kann also die Temperaturabnahme nicht so bedeutend sein, wie zwischen den gleich hohen Stufen *no* und *pq*; die Wärmeabnahme mit der Höhe ist also hier verlangsamt. Aber nicht nur für die Stufe *po*, sondern auch, wenngleich in geringerem Grade, von der Stufe *no* gilt Aehnliches; denn die am Berge hängenden Wolken bilden durch randliche Vergrösserung häufig einen breiten Schirm *st*, der seinen Schatten auch auf die unteren Gehänge wirft. Angenommen, der Wirkungskreis dieses Wolkenschirmes gehe bis *s′ t′*, so findet auch hier eine geringere nächtliche Ausstrahlung statt, als wenn der Schirm nicht da wäre, und daher ist auch auf dieser Stufe *no* die Wärmeabnahme etwas verlangsamt. Wir hätten demnach an unserem Berge 4 Stufen der Temperaturabnahme: *mn*, wohin der Wolkenschirm nicht mehr wirkt, mit rascher Temperaturabnahme, z. B. 1° auf je 600′; dann *no*, mit etwas langsamerer Abnahme, 1° auf 700′; ferner *op*, mit der langsamsten Abnahme, etwa 1° auf 800′; endlich die mehr wolkenfreie Gipfelregion *pq* mit sehr rascher Abnahme, etwa 1° auf 500′ durchschnittlich.

Aber auch diese Modification durch den localen Wolkenschirm wird wieder vielfach gestört, ja an manchen Orten ganz verwischt, manchmal aber auch wieder verstärkt, durch den Einfluss der grossen Luftströmungen.

Zeitweise Umkehrung der normalen Wärmeabnahme in der Höhe.

In jeder Gegend der Erde gibt es eine wärmste und eine kälteste, eine trockenste und eine feuchteste Luftströmung, die mindestens in einer und derselben Jahreszeit ihre Rolle beibehält.

Es ist bekannt, dass die wärmere Strömung in der Regel allmälig von den oberen Regionen, wo sie zuerst weht, sich senkt, während die kalte Strömung umgekehrt von unten einfällt und dann die verdrängte wärmere Luft gleichsam auf ihren Rücken nimmt. Tritt also ein Wechsel beider Strömungen ein, z. B. wenn in unseren Breiten im Winter der warme Antipassat sich nähert, so weht er meist $\frac{1}{2}$—1 Tag und selbst länger schon in der Höhe, während unten noch der Polarwind herrscht; der Antipassat weht ferner ebenso lange, als er unten weht, auch oben, und endlich weht er auch nach der Rückkehr der Polarströmung noch in der Höhe oft um mehrere Tage länger als unten. Daraus ergibt sich ein Ueberschuss von winterlicher warmer Aequatorialluft in der Höhe, gegenüber den tieferen Lagen. Weht nun der Antipassat nicht sehr heftig, sondern fliesst langsam oder mehr stagnirend, was nicht selten der Fall ist, und bringt wenig Wolken mit sich, so summirt sich die Wirkung seiner eigenen

Wärme mit jener der Insolation, und bringt besonders in mittleren Höhen, wo die Verdünnung der Luft noch nicht so sehr ins Gewicht fällt, eine ansehnliche Erhöhung der Temperatur mit sich, während unten in der Ebene oder in den Thälern der kalte Polarstrom weht oder der an der Berührungsgrenze beider Strömungen entstehende Nebel, Duft oder Rauhfrost nicht ahnen lässt, welch' milde Witterung weiter oben herrscht. Hier haben wir also eine Zunahme der Temperatur mit der Höhe, eine völlige Umkehrung des normalen Verhältnisses, allerdings nur auf kurze Zeiträume und nur im Winter.

In der Ebene und bei flachwelligem Hügellande dehnt der einmal entwickelte Wind seine erwärmende oder erkältende, trocknende oder condensirende Wirkung auf die ganze Fläche des Landes gleichmässig aus; wenn sich aber steile und bedeutende Höhen dem Winde entgegenstellen, so wird die demselben zugekehrte (Luv-) Seite ganz anders beeinflusst als die abgewendete (Lee-) Seite. Bei zugespitzten Gipfeln ist diese Modification, wenngleich nachweisbar, doch nicht sehr bedeutend, weil ja auch die Leeseite von der horizontal wehenden Luftmasse, welche ihre eigene Temperatur und Saturation mitbringt, gleichsam umspült, wenn auch nicht heftig umbrandet wird; bei Bergwänden und Bergreihen wird diese Wirkung auffallender.

Eigenthümlichkeiten der Bergwände und Bergreihen.

Wenn eine Bergwand oder ein ganzer Gebirgszug quer über der Richtung des Windes steht, so entsteht eine ganz neue Reihe von Modificationen der Temperaturabnahme und der Wolkenbildung.

Die Aspiration, durch welche eine Luftmasse nach einer bestimmten Gegend hingezogen wird, ist oft hinlänglich kräftig, um den eingeleiteten Luftstrom auch zur Ueberschreitung entgegenstehender hoher Bergreihen oder Gebirgszüge zu nöthigen. Die Luft, welche sonst horizontal strömen würde, muss dann, nachdem sie unten durch den Erdboden, an beiden Seiten durch den fortlaufenden Wall des Gebirges am Fortschreiten gehindert ist, über das Luvgehänge hin ansteigen, den Kamm überschreiten, um dann jenseits wieder zu sinken, dann immer weniger schief und selbst wieder horizontal weiter zu gehen. Beim Ansteigen über das Gehänge kommt sie mit jedem Schritte in eine Region geringeren Luftdruckes, gewinnt dabei an Volumen, verbraucht aber dabei Wärme zur Ausdehnung und erkaltet deshalb.

Wenn beispielsweise eine Luftmasse, deren Temperatur von 9° R aus einer Niederung, wo der Luftdruck eben 27 Zoll beträgt, auf eine Passhöhe steigen muss, welcher ein Luftdruck von nur 23″ entspricht, so müsste ihre Temperatur während des Ansteigens fallen und sollte

nach der Berechnung oben am Passe am Eispunkt angelangt sein — was freilich in Wirklichkeit nicht genau der Fall sein wird, indem die Luft unterwegs vom Boden oder auch von benachbarten local wärmeren Luftmassen Wärme aufgenommen haben oder auch durch gefrorenen Boden oder Schnee noch tiefer erkaltet sein kann. Da es nun von der jeweiligen Temperatur der Luft abhängt, wieviel Wassergas darin unausgeschieden enthalten sein kann, so wird, wenn die Luft schon ursprünglich vor dem Aufsteigen nahezu mit Wassergas gesättigt war, nun beim Aufsteigen und Erkalten eine Uebersättigung desto früher, d. h. schon in desto geringerer Höhe eintreten, je näher die Luftfeuchtigkeit schon vorher an Condensation war; es wird also mit dem Winde eine Nebel- oder Wolkenmasse, die nach oben hin immer dichter wird, den Berg hinansteigen. War die Beladung mit Wassergas sehr bedeutend, so muss die Condensation nicht nur zu Wolken, sondern zu Regen oder Schnee erfolgen; war sie minder bedeutend, so bleibt es bei Wolken oder selbst bei dünnen Nebelschleiern; war die Luft sehr trocken, so kann die Condensation auch ganz unterbleiben.

An der Luvseite bis zum Scheitel oder Passe muss also eine Erniedrigung der Temperatur eintreten und an der Luvseite gegen einen feuchten Wind muss die Luftfeuchtigkeit steigen, ein Wolkengürtel entstehen, oft auch Niederschlag erfolgen, der ohne das Vorhandensein des Gebirgswalles in jener Höhenschichte der Luft nicht stattgefunden hätte.

Dieser „Wolkengürtel der klimmenden Strömung" ist also etwas anderes, als jener der senkrecht aufsteigenden erwärmten Tagesströmung und auch verschieden von dem Wolkengürtel der an isolirten Gipfeln oder Spitzen (an denen der Wind nicht „aufsteigt") bloss durch die nächtliche Kälte des Gesteins erzeugt wird.

Geht nun der aufwärts gezogene Luftstrom auf seinem Wege von der erreichten Höhe jenseits wieder nach unten, so gelangt er in Regionen von grösserem Drucke, er wird mehr verdichtet, dadurch erwärmt, kann daher auch wieder mehr Wassergas im gleichen Volumen aufgelöst erhalten, ist auch schon durch die jenseits abgesetzten Wolken oder Niederschläge ärmer an Wasser geworden, und erscheint somit dort, wohin er beim Hinabsteigen gelangt, als wärmerer und zugleich trockener Wind.

Die Leeseite, selbst unter einem von Hause aus feuchten Winde, ist also ärmer an Wolken und Niederschlägen.

Der Wind, welcher einen Bergwall überschritten hat, und über dem in der Regel noch weitere Luftmassen der gleichen Provenienz, die aber vom Terrain nicht beirrt waren, mit ungehinderter Geschwindigkeit wehen, fällt an der Leeseite nicht so nahe am Gehänge hinunter, wie es

bei einem Wasserfall geschieht, sondern senkt sich allmälig in einer sehr flach geneigten schiefen Ebene. Eine solche schief abwärts wehende Luftmasse nennt man Windfall und der keilförmige Raum, der unter dem Windfall bleibt (unten vom Boden, oben vom Windfall, hinten vom Gebirge begrenzt) wird bekanntlich als Windschatten bezeichnet (S. 196).

Der Neigungswinkel der Windfälle ist übrigens sehr verschieden. Mühry *) sucht aus einer grossen Anzahl von mehr oder minder stetig vorkommenden Windfällen an den Leeseiten der Gebirge aller Welttheile nachzuweisen, dass die Entfernung, in welcher der Windfall den Boden erreicht, sich zur Höhe des überwehten Gebirges wie 1 zu 60 bis 80 verhält; früher galt es als allgemeine Annahme, dass ein Wind schon in einer Distanz den Boden erreiche, die das 50fache von der Höhe des überwehten Hindernisses beträgt. In der That beobachtet man im Gebirge nicht selten Fälle, in denen das Verhältniss nicht nur 1 : 50, sondern selbst 1 : 40 und noch darüber beträgt. Es kommt dabei nicht auf die ursprüngliche Richtung der überwehenden Luftströmung, sondern auch darauf an, welche Verhältnisse im Windschatten herrschen. Ist im Windschatten nahe am Gebirge eine stark erhitzte Fläche, so wirkt diese aspirirend auf die untere Fläche des Windfalles und lenkt wenigstens einen Theil dieser Luftmasse auf sich nieder, so dass dann ein sehr steiler Fall entsteht.

Liegt im Lee des Gebirges eine Wasserfläche, so tritt dieser Fall nicht ein, daher dann die Bahn des Windfalles sehr schief ist; ist aber Festland im Lee des überwehten Gebirges, so wird wenigstens im Sommer der Fall oft sehr steil werden.

Jeder Windfall ist aus dem eben angegebenen Grunde verhältnissmässig trocken; er bringt ferner oft eine ungewöhnliche Wärme mit sich. Man muss aber in dieser letzteren Beziehung unterscheiden zwischen der Auffassung desjenigen, welcher den Windfall empfängt, und desjenigen, welcher den letzteren etwa auf seinem Wege begleitet; der erstere heisse hier der Kürze halber A, der letztere B.

Der Beobachter A nennt selbstverständlich einen Wind warm, wenn er die durchschnittliche Temperatur der betreffenden Jahres- und Tageszeit bedeutend überschreitet, und besonders wenn er eine weit höhere Temperatur bringt als gerade vorher unten geherrscht hat.

Wenn z. B. die normale Temperatur des Februar in einem Alpenthale — 5° R. beträgt und einige Tage lang etwa Temperaturen von — 8° bis — 12° R. geherrscht haben, dann ein Wind eintritt, welcher + 5° R. hat, so wird er diesen warm nennen; einen anderen, der mit einer Temperatur von — 5° ankäme, würde er nicht einen warmen nennen.

*) Zeitschr. d. österr. Ges. f. Meteorologie. III. Bd. Nr. 1 u. 2.

Beide aber können Fallwinde und müssen dann beide natürlich während des Sinkens erwärmt worden sein, so dass der Beobachter B, welcher etwa einmal mit dem einen, das anderemal mit dem anderen der beiden Winde über das Gebirge gereist wäre, von jedem derselben bezeugen müsste, dass er sich beim Fallen um gleichviel erwärmt habe, wenngleich der Beobachter A den zweiten Wind nicht als einen warmen wird gelten lassen wollen.

Es kommt eben auf die Temperatur an, welche den Wind vor dem Ueberwehen des Gebirges schon hatte, ob diese Temperatur bedeutend höher oder tiefer ist, als jene am Orte des A.

Der erste der beiden hier vorausgesetzten Windfälle, den A warm nennt, ist dieses desshalb, weil er von einer Gegend herkommt, in welcher die Temperatur circa + 5⁰ betrug, weil er dann zwar beim Ueberschreiten des Gebirges sich bis zu 0⁰ R. abgekühlt, beim Fallen aber wieder bis zu + 5⁰ erwärmt hat, und weil diese + 5⁰ gegen die normale Temperatur in der Station des A sehr hoch erscheinen. Weht über ein ebenso hohes Gebirge auf der andern Seite der Station des A ein Wind, der von einer Hochebene herkommt, wo — 10⁰ R. herrschen, welcher dann, das Gebirg überschreitend, sich bis auf — 15⁰ R. abkühlt, und jenseits in viel grössere Tiefe fällt, als er an der Luvseite aufgestiegen, so dass er sich dabei bis auf — 5⁰ erwärmt, so nennt ihn A demnach nicht einen warmen, obgleich ihm B das Zeugniss geben musste, dass er sich vom Kamm des Gebirges bis zur Station des A nochmal so viel erwärmt habe als der ersterwähnte, den A einen warmen nennt.

Objectiv betrachtet ist also jeder Fallwind „erwärmt“ durch den Fall; ob man ihn aber bei seiner Ankunft „warm“ nennt, das hängt von den eben auseinandergesetzten Umständen ab. Sprechende Beispiele hievon sind der Föhn in den Alpen, den man warm nennt, und die Bora am Fusse des Karstgebirges, die man kalt nennt, obgleich sich beide beim Fallen nach den gleichen Gesetzen erwärmen. Auf beide kommen wir noch später zurück.

Innerhalb des Windschattens können selbstverständlich verschiedene andere untergeordnete Luftströmungen, Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse stattfinden, welche von denen der überwehenden Luftmasse ganz verschieden sind; locale Einflüsse der dritten Ordnung pflegen hier zu entscheiden.

Es kann auch geschehen, dass innerhalb des Windschattens, z. B. durch Erwärmung des Bodens, eine Aspiration auf Theile des überwehenden Stromes geübt wird, so dass von der Luftmasse des letzteren eine oder die andere Partie sich zurück in den Windschatten wendet (Retroversion nach Mühry).

Verschieden vom Windfalle ist eine andere Form der Luftbewegung im Gebirge, die man „Senkwinde“ nennen kann; das sind Luftmassen, welche aus beschatteten und dadurch erkalteten Stellen der oberen Gehänge längs derselben Bergseite in tiefere Stellen (Stufenabsätze, Thäler) aspirirt werden.

Diese entstehen also an derselben Seite des Gebirges, welche von ihnen bestrichen wird (während der Fallwind von jenseits des Gebirges herkommt) und sie sinken in viel steilerem Winkel, oft gleichsam am Boden hinfliessend, in die Tiefe, immer Kühlung und oft auch Wolkenmassen mit sich hinunter führend, oft auch durch ihre Kälte wieder neue Nebel in der Tiefe erzeugend, nachdem die früheren schon aufgezehrt waren — wie es schon oben Seite 248 angedeutet wurde.

Eigenthümlichkeiten der Plateau-Lagen.

Die dritte Form der Bodenerhebung, durch welche Berge charakterisirt werden, ist diejenige der Hochebenen oder Plateaux. Da ein Plateau immer nur die oberste Fläche entweder eines ragenden (schildförmigen, kegelförmigen oder pyramidalen) Berges oder einer langgezogenen Erhebung (Bergwall, Mauer etc.) sein kann, modificirt es diejenigen Wirkungen, welche in erster Linie von seinem Fussgestelle ausgeübt werden; es erhält aber auch einen selbstständigen Charakter durch seine mehr oder minder horizontale oder flachgewölbte Gestalt, im Gegensatze zu den geneigten Ebenen der beiden früher betrachteten Erhebungsformen.

Der Charakter der Ebene, auch wenn sie hochgelegen ist, bleibt der Hauptsache nach derselbe, wie wir ihn schon oben Seite 243—244 angedeutet haben; auch die Hochebenen also erhitzen sich bei Tag und in der warmen Jahreszeit rasch bedeutend und auf der ganzen Ausdehnung bis zum Rande ziemlich gleichmässig, da keine ausgleichenden seitlichen Luftströmungen die Erwärmung beeinträchtigen; bei Nacht und in der kalten Jahreszeit erfolgt umgekehrt eine desto raschere Ausstrahlung gegen den Weltraum. Die durchschnittlichen Extreme der Temperatur und daher auch der Saturation liegen also weiter auseinander, als in stark undulirten Berggebieten oder auf freien Gehängen von gleicher Höhe.

Schon auf den kleineren Plateaux unserer europäischen Gebirge macht man die Erfahrung, dass im Sommer bei Tage oft Hitzegrade herrschen, wie im Flachlande, während Nachts und im Winter solche Lagen als besonders kalt und rauh bekannt sind. Noch mehr lassen sich diese Eigenthümlichkeiten auf den weitgedehnten Plateaux sowohl der Andes in Südamerika als der Rocky Mountains in Nordamerika be-

obachten, worüber von **Humboldt**, sowie von neueren Autoren *) zahlreiche Daten vorliegen. So hat z. B. in 4000′ Seehöhe auf dem Plateau von Neumexiko der heisseste Monat sogar eine um 8—10° R. höhere Temperatur als an den nächsten Küstenorten, dagegen trifft man an Plateau-Orten der Andes, die eine mittlere Jahrestemperatur von circa 12° R. haben, noch harte Winterfröste, und in den Rocky Mountains fällt die Temperatur in heiteren Sommermonaten unter den Gefrierpunkt, worauf sie in wenigen Stunden bis 20—22° R. steigt.

Da die winterliche Abkühlung auf einem Plateau mit reichlicheren, länger liegen bleibenden Nebeln und Wolkendecken verbunden ist, als an freien Gipfeln, wo die wechselnden Winde die kleineren anhängenden Nebelkappen leichter zerstreuen und der Sonne Zugang zum Boden verschaffen, so steht auf dem Plateau im Winter der Temperaturerniedrigung ein grösseres Hinderniss entgegen, während im Sommer umgekehrt dieser Wolkenschirm seltener und dünner ist als anderwärts, daher der Erwärmung weniger hindernd entgegentritt; und aus diesem Grunde kommt beim Plateau, obgleich **beide** Extreme grösser sind als an freien Gehängen, doch im Ganzen ein Ueberwiegen der positiven über die negative Abweichung zu Stande, wesshalb die **mittlere Jahrestemperatur** eines Plateau **höher** zu sein pflegt, als auf freien Gipfeln und Abhängen.

Daher kommt es, dass z. B. die Plateaux der Rocky Mountains in Nordamerika erst auf 1100—1300 Fuss eine Depression der mittleren Jahrestemperatur von 1° R. im Vergleich gegen die Küstengebiete des grossen Oceans haben, während in den vorwiegend gipfelförmigen oder rückenförmigen, nur untergeordnete Plateaux besitzenden Alpen meist schon bei 600—700 Fuss Erhebung die gleiche Temperaturerniedrigung eintritt. Ja beim Aufsteigen von den atlantischen Gestaden zu den Plateaux der Rocky Mountains findet man sogar auf 5000—6000 Fuss Elevation eine **kaum merkliche** Depression der mittleren Jahrestemperatur.

In der Mitte ausgedehnter Plateaux treten selbstverständlich die angeführten Eigenthümlichkeiten — grosse Tages- und Jahresextreme und geringere Abnahme der Jahrestemperatur mit der Höhe — deutlicher hervor, als an den Rändern, wo schon mehr der Charakter des Gehänge-Klimas beginnt, wie es bereits früher angedeutet wurde.

Aber nicht nur die Temperatur, sondern auch das Verhalten der Winde, welche quer über ein Plateau streichen, hat seine Eigenthümlichkeiten. Kommt eine feuchte Luftströmung beim Uebersteigen eines Gebirges am Rande einer Hochebene an, so lagert sie daselbst, so wie

*) **Blodget**, climatology of the United States. Philadelphia 1857.

an einem Gebirgskamme, einen Theil ihres Wassergehaltes als Nebel oder Niederschlag ab; da sie aber nicht alsbald wieder in die Tiefe sinkt, wie nach dem Ueberschreiten eines Gebirgskammes, sondern länger über die Hochebene hinstreichen muss, wird sie auch mehr von den Eigenthümlichkeiten der letzteren beeinflusst.

Eine trockene warme Hochebene trocknet den Wind gründlich aus und macht ihn wärmer als er sonst in gleicher Höhe wäre; auf einer feuchten Hochebene hingegen wird er zwar auch Wasser durch Condensation verlieren, aber auch noch hinreichend Wasser behalten, um jenseits des Gebirges nicht als sehr trocken aufzutreten. Eine mit Schnee oder Firn bedeckte Hochebene kühlt den darüber wehenden Wind, wenn er vermöge der erreichten Seehöhe noch nicht die Eistemperatur hat, bedeutender ab, als es in gleicher Höhe beim Ueberschreiten eines Kammes der Fall wäre, und diese abnorm erkaltete Luft tritt dann beim Hinabsinken oder Fallen an der entgegengesetzten Seite des Gebirges mit einer niedrigeren Temperatur auf, als es sonst der Fall wäre.

Einfluss der Massenhaftigkeit eines Gebirges.

Nachdem wir nun die Einflüsse, welche die Hauptgestalten terrestrischer Erhebungen (zugespitzte, wie frei aufragende Kegel, Pyramiden u. s. w., dann langgestreckte, wie Rücken, Mauern, Bergwälle u. s. w., endlich Plateaux) auf die Modification des Klimas, hauptsächlich durch Modification der Winde, üben, betrachtet haben, ist zunächst von dem Einflusse der grösseren oder kleineren Masse zu handeln, deren Erhebung eben ein Gebirg bildet.

Dieser Einfluss ist nur in den mittleren Jahrestemperaturen der auf dem Gebirge liegenden Oertlichkeiten einigermassen zu erkennen, und zwar in der Weise, dass, je grösser die Erhebungsmassen, desto geringer die Temperaturabnahmen mit der Höhe sind. Da aber andere Einflüsse, insbesondere die Bodengestaltung jeder einzelnen Oertlichkeit sowie die Natur und Bedeckung des Bodens, dann die Nachbarschaft, bedeutendere Abweichungen in einem oder dem anderen Sinne hervorbringen, ist die Wirkung der blossen Massenhaftigkeit weder praktisch bedeutend, noch auch bisher mit hinreichender Schärfe festgestellt.

Einfluss der Exposition.

Sehr entschieden ist die klimatische Gesammtwirkung der Exposition. Es ist aber dabei wohl zu unterscheiden jener Einfluss, den die Exposition vermöge ihres Verhaltens zur Insolation übt, von dem Einflusse der Winde, gegen die ein Standort exponirt ist; der letztere kann den

ersteren entweder verstärken oder schwächen oder auch theilweise aufheben. Es muss ferner auch berücksichtigt werden, dass die Abdachungen nicht allein von den Winden beeinflusst werden, sondern auch umgekehrt auf die anfallenden Winde Einfluss nehmen.

Die Details dieser drei Richtungen, in denen die Exposition modificirend auftritt, gehören in den folgenden Abschnitt von den Modificatoren der dritten Ordnung, da ein ganzes Gebirg niemals die gleiche Exposition hat, sondern sich aus untergeordneten Massen verschiedener Expositionen zusammensetzt. Hier soll nur im Allgemeinen angedeutet werden, wie schon nach den elementarsten Begriffen von Exposition innerhalb eines Gebirges eine grosse Mannigfaltigkeit sowohl im täglichen wie im jährlichen Gange der Temperatur, der Luftfeuchtigkeit und der Winde hervorgebracht werden muss, und welche Gesammtwirkung dabei herauskommt.

Der entschiedenste Gegensatz findet statt zwischen den im Gebirge so genannten „sonnseitigen“ und den „schattenseitigen“ Gehängen; unter ersteren wollen wir hier für die nördliche Halbkugel alle jene verstehen, deren Hauptabdachung nach einer der Weltgegenden zwischen SO. und SW. geht, während die schattenseitigen zwischen NO. und NW. fallen. Die sonnseitigen Gehänge sind den grösseren Theil des Tages der Insolation zugänglich, die schattenseitigen dagegen umgekehrt ebenso lange unbesonnt. Wenn wir beispielsweise einen Ort der nördlichen Halbkugel annehmen, an dem die Sonne zur Zeit des Solstitiums im NO. aufgeht und im NW. untergeht, so finden wir daselbst für die sonnseitigen Hänge folgende Insolations-Verhältnisse:

Expositionen	Dauer der Besonnung zur Zeit der Aequinoctien	Dauer der Besonnung zur Zeit des Solstitiums	Die Sonne steht dem Abhange gerade gegenüber
An Südosthängen	Die ganze Morgenhälfte bis zu $1/2$ der Abendhälfte des Tages, also 9 Stunden.	Die Morgenhälfte und $1/3$ der Abendhälfte des Tages also 12 Stunden	Um 9 Uhr Morgens
An Südhängen	Der ganze Tag, also 12 Stunden	$2/3$ der Morgenhälfte und ebensoviel der Abendhälfte des Tages, also 12 Stunden	Mittags
An Südwesthängen	Die Hälfte der Morgenhälfte und die ganze Abendhälfte des Tages, also 9 Stunden	$1/3$ der Morgenhälfte und die ganze Abendhälfte des Tages, also 12 Stunden	Um 3 Uhr Nachmittags

Für schattenseitige Hänge hingegen gelten ebendaselbst nachstehende Insolationsverhältnisse:

Expositionen	Dauer der Besonnung zur Zeit der Aequinoctien	Dauer der Besonnung zur Zeit des Solstitiums	Die Sonne steht dem Abhange gerade gegenüber
An Nordosthängen	Die ersten 3 Morgenstunden	Die ersten 6 Morgenstunden	Nur zur Solstitialzeit gerade beim Aufgange
An Nordhängen	Keine Stunde	Die ersten 3 Morgenstunden und die letzten 3 Abendstunden also 6 Stunden	Niemals
An Nordwesthängen	Die letzten 3 Abendstunden	Die letzten 6 Abendstunden	Nur zur Solstitialzeit gerade beim Untergange

Sonnseitige Gehänge haben also zwischen den beiden Aequinoctien in der Sommerhälfte des Jahres von 9—12 Stunden, schattenseitige Gehänge hingegen innerhalb derselben Jahreszeit nur 3—6 Stunden Insolation, vorausgesetzt, dass ihnen die Sonne vom Aufgang bis Untergang nicht durch dazwischenliegende Hervorragungen verdeckt werde; die ersteren werden überdiess wenigstens mehrere Stunden lang täglich zur Zeit der höheren, also wirksameren Sonnenstände und der grösseren Heiterkeit beschienen, die letzteren nur in den ersten Morgen- und letzten Abendstunden, also zur Zeit der vorwiegenden Bewölkung und der Nebelhüllen.

Die Wirkung der Exposition wird übrigens noch bedeutend modificirt durch den Neigungswinkel des Gehänges. Es ist im Allgemeinen bekannt und wird im Abschnitte von den Modificatoren dritter Ordnung eingehender erörtert werden, wie von dem Winkel, unter dem die Insolation auf eine Fläche wirkt, der Effect der Erwärmung wesentlich mit bedingt wird. Steil auffallende Morgen- oder Abendstrahlen können mehr wirken, als flacher einfallende Mittagsstrahlen, und steil einfallende Mittagsstrahlen erwärmen doppelt stark. Da nun in einem und demselben Gebirge die Einfallswinkel von den Neigungsgraden abhängen, diese aber unendlich mannigfaltig sind, muss auch hiedurch eine grosse Mannigfaltigkeit der Insolationswirkungen eintreten.

Ueberdiess ist zu bemerken, dass die sonnseitigen Abdachungen auch den wärmeren, die schattenseitigen hingegen den kälteren Winden ausgesetzt sind, wodurch der Effect noch verstärkt wird.

Der Gegensatz dieser beiden Gruppen von Gehängen in klimatischer Beziehung ist demnach sehr gross und äussert sich auffallend genug auch in allbekannten Erscheinungen. Die sonnseitigen Gehänge werden um Wochen, ja um Monate früher schneefrei als die entgegengesetzten; die Grenze des ewigen Schnees liegt an den ersteren höher, sie trocknen nach Regen weit rascher, haben viel frühere Ernten, lassen ganz andere Arten von wilden und cultivirten Pflanzen gedeihen, haben dagegen auch grössere Schwankungen der Boden- und Lufttemperatur sowie der Luftfeuchtigkeit, als die schattenseitigen, die zwar kühler und feuchter, aber dabei weniger excessiv sind.

Geht man in die einzelnen Expositionen nach den 32 oder auch nur nach 16 oder 8 Weltgegenden ein, so findet man für jede derselben einen besonderen Charakter des Temperaturganges und der Mitteltemperaturen.

Lamont*) hat für die verschiedenen Expositionen der Gehänge einzelner Berge aus vielen Daten für die bairischen Alpen Correctionen berechnet, die man an der allgemeinen Mitteltemperatur einer Gegend anbringen muss, um die Mitteltemperaturen der Gehänge von bestimmten Expositionen zu finden. Diese Correctionen, welche annähernd auch für die ganzen deutschen und österreichischen Alpen gelten können, sind:

Für N.	−0·48° R.
„ NO.	−0·52
„ O.	−0·24
„ SO.	+0·06
„ S.	+0·44
„ SW.	+0·50
„ W.	+0·30
„ NW.	−0·12

Für jene Gegenden ist also die südwestliche Exposition die wärmste, die nordöstliche die kälteste; die nächst bedeutenden Gegensätze sind jene von Nord und Süd; Ost ist kälter als West.

Obwohl nun nicht nur ein Gebirge als Ganzes, sondern selbst jede seiner Hauptabdachungen sich aus zahlreichen untergeordneten, durch Thäler getrennten Höhen mit den verschiedensten Expositionen und Steigungen zusammensetzt und sich daher im Ganzen die Wirkungen der letzteren gegenseitig mehr oder weniger aufheben, bringt es doch in der Regel schon das staffelförmige Aufsteigen der untergeordneten Höhen eines Gebirgsabfalles mit sich, dass die Majorität ihrer Gehängeflächen eben dorthin abdacht, wohin der ganze Gebirgsabfall exponirt ist; und desshalb nimmt das Klima eines solchen mehr oder weniger

*) Annalen der k. Sternwarte in München. III. P. CLXXIV.

Antheil an den Eigenthümlichkeiten, die von jener Exposition gegen die Sonne an den einzelnen Gehängen hervorgebracht werden, d. h. die für einzelne Gehänge geltenden Verhältnisse finden wir auch wieder bei ganzen Gebirgsabfällen.

So gibt Wessely *) die Höhen, auf die man durchschnittlich in den österreichischen Alpen steigen muss, um eine Depression der mittleren Jahrestemperatur im Betrage von 1° R. zu finden, in folgender Weise an:

Ostabfall	450 — 1000′	und im Mittel 500′
Nordabfall	400 — 1200′	„ „ „ 620′
Westabfall	500 — 1300′	„ „ „ 630′
Südabfall	420 — 1450′	„ „ „ 700′

Also auch hier zwischen Nord und Ost am kältesten, zwischen Süd und West am wärmsten.

Aehnliche Resultate ergibt nach derselben Quelle eine Vergleichung der Höhenlagen der Isothermen in den österreichischen Alpen, wobei wir uns hier auf jene zwischen 0° und + 9° R. beschränken wollen:

Die Isotherme liegt in der Höhe von nachstehender Anzahl Fuss:

von	am Ostabfall	am Nordabfall	am Westabfall	am Südabfall
0° R.	5390′	6280′	6540′	7580′
1°	4950	5820	6070	7040
2°	4510	5360	5580	6490
3°	4070	4870	5100	5940
4°	3630	4370	4600	5390
5°	3190	3860	4100	4840
6°	2750	3350	3540	4270
7°	2660	2780	2970	3710
8°	2200	2160	2350	3150
9°	1730	1540	1740	2580

Wieviel hierbei in jedem einzelnen Falle auf die Insolation allein, und wieviel auf die anfallenden Winde komme, ist nicht ermittelt, und wir finden überhaupt leider keine ausreichenden Beobachtungen und Bearbeitungen, auf deren Grundlage wir genauer in diesen Gegenstand eingehen könnten.

Soviel aber ist entschieden, und für unsere Betrachtung über die klimatische Rolle der Gebirge genügend, dass vermöge des Nebeneinanderbestehens aller möglichen Expositionen in einem Gebirge auch zu jeder Stunde eine grosse Mannigfaltigkeit der abweichendsten Temperatur- und

*) Die öterreichischen Alpenländer und ihre Forste. Wien 1853.

Feuchtigkeitsverhältnisse oft auf ganz kleine Entfernungen nebeneinander besteht, dass diese Verschiedenheiten, wenn sie einen höheren Grad erreichen, sich durch mehr oder minder intensive locale Luftströmungen auszugleichen streben, dass vermöge eben dieser innerhalb des Gebirges selbst vor sich gehenden Ausgleichung bei aller Verschiedenheit der einzelnen Gebirgsstationen doch das Gebirge im Ganzen durch seine Expositionen allein keinen wesentlichen klimatischen Gesammteffect hervorbringt, und dass ein solcher nur durch die Hauptabfälle nachgewiesen werden kann, die in Mitteleuropa bei der Exposition nach Norden und Osten ein wenig unter, bei solcher nach Süden und Westen ein wenig über der allgemeinen Mitteltemperatur des ganzen Gebirges stehen.

Einfluss der Thalsenkungen.

Sehr grosse Detailwirkungen innerhalb eines Gebirges, und zugleich mit einer bestimmt nachweisbaren Gesammtwirkung, bringen die Thäler hervor. Schon dadurch, dass die gegenüberstehenden Thalwände, wie immer ihre Exposition oder die Längsrichtung (das Streichen) des Thals sein mag, sowohl eines dem andern als auch der Thalsohle durch kürzere oder längere Zeit sowohl die Insolation als auch gewisse Winde abhalten, werden wesentliche Modificationen begründet. So kann es geschehen, dass sogar manche sonnseitigen Thalgehänge, anstatt 9—12 Stunden lang im Tage besonnt zu sein, vermöge der gegenüberstehenden höheren Berge nur wenige Tagesstunden oder auch gar niemals von der Sonne getroffen werden, und dass es in jedem Gebirge desto mehr ewigen Schatten gibt, je mehr enge und gewundene Thäler darin auftreten.

Man muss nämlich in dieser Beziehung weite und enge Thäler wohl unterscheiden. In den ersteren ist meist ein breiter Streifen des Thalgrundes der Insolation ausgesetzt, die beiderseitigen Berge nehmen wegen ihres grossen Abstandes einander nur wenig Sonne weg, und eine länger dauernde Beschattung bei niedrigem Sonnenstande erstreckt sich meist nur auf ziemlich schmale Streifen am Fusse desjenigen Gehänges, hinter dem die Sonne steht. Die Insolationsverhältnisse solcher Thäler unterscheiden sich daher nicht bedeutend von jenen der Ebenen, neigen also zu excessiven Temperaturverhältnissen, die noch durch die Reflexion der Strahlen vom besonnten Gehänge und durch das Herabfallen kalter Luftströmungen vom höheren Gebirge oder vom Schattengehänge gesteigert werden. Besonders die absoluten Extreme der einzelnen Tage in der Sommerhälfte des Jahres werden durch dieses Verhalten verschärft.

Enge und gewundene Thäler hingegen mit schluchtenartigem Charakter lassen nur ein Minimum von Besonnung auf den Thalgrund und auf die unteren Theile der Gehänge gelangen, so dass die Temperatur

des Tages jene der Nacht nicht so bedeutend übersteigen kann wie an freien sonnseitigen Gehängen und in weiten Thälern. Die nächtliche Abkühlung kann ebenfalls nicht so bedeutend werden, da die Ausstrahlung gegen den Weltraum durch die genäherten Thalseiten beeinträchtigt wird, ein Theil der ausgestrahlten Wärme dem gegenüberliegenden Gehänge zukommt und von dort wieder theilweise ins Thal zurückkehrt u. s. w.

Da ferner in engen Thälern zugleich die Gehänge- und Sohlenwässer einen verhältnissmässig grossen Antheil der Fläche einnehmen, da sie oft versumpft und, falls sie Schluchtenform haben, meist auch dicht bewaldet oder bebuscht sind, ist die Luft in denselben meist reich an Wasserdampf und der Mangel an Insolation hat nebst der Temperaturerniedrigung auch eine bedeutende Erhöhung der relativen Luftfeuchtigkeit im Gefolge.

Aus engeren Thälern und Schluchten steigt daher häufig dampfreiche Luft auf und noch häufiger liegen in ihnen Nebel oder condensiren sich in Regengestalt die Dämpfe feuchter Winde, die an trockenen Gehängen aufgelöst bleiben würden. Diese Nebel vermindern abermals die Abkühlung bei Nacht sowie die Erwärmung bei Tage, wirken also im Sinne eines gleichmässigen Verhaltens der Temperatur. Schattenthäler bringen daher in das Gebirge ein eigenthümliches Element, nämlich eine erhöhte Anlage zu localen Condensationen, deren Gesammtmenge in der Regel gross genug ist, um einen merklichen Einfluss auf die Wolkendichtigkeit, die längere Dauer der durchschnittlichen täglichen Bewölkung und auf die wässerigen Niederschläge (Thau, Nebel, Regen) zu üben, und einen gleichmässigeren Gang der Temperatur zu erzeugen. Die Neigung zu Condensationen wird in der Regel nicht ganz ausgeglichen durch die grössere Trockenheit der besonnten Gehänge und Plateaux desselben Gebirges, da die Besonnung an einer und derselben Stelle eines Gehänges nur kurze Zeit eine bedeutende Erwärmung und Trocknung hervorbringt, und überhaupt nur einen Theil des Tages dauert, während die Beschattung der engen Thäler und Schluchten nahezu den ganzen Tag fortwährt.

Von den Details des Thalklimas haben wir erst im nächsten Abschnitte zu sprechen; für das Gebirge im Ganzen, wovon wir hier handeln, gelten die Thäler hauptsächlich als Braustätten dampfreicher aufsteigender Luftsäulen, zahlreicher Nebel und Wolken, als Bundesgenossen der nordseitigen Gehänge, als Reservoirs von Feuchtigkeit, die nicht nur auf das Gebirge beschränkt bleibt, sondern auch mit den Bergwinden in die angrenzenden Gegenden getragen wird; endlich auch als Ursachen geringerer Temperaturextreme, da vermehrte Feuchtigkeit und Bewölkung auf einen weniger excessiven Gang der Temperatur hinwirkt.

Gebirge erhalten ferner einen eigenthümlichen Charakter auch durch die meistens vorhandene Bewaldung, welche, wie später noch ausführlicher gezeigt werden soll, auf Erhöhung und Nachhaltigkeit der Luftfeuchtigkeit und auf Milderung der Temperaturextreme, mithin abermals im selben Sinne wirkt, wie schattenseitige Gehänge und enge Thäler.

Kahle Gebirge, wie der Karst und die meisten spanischen Sierren, entbehren natürlich dieser Verstärkung ihres Wasservorrathes. Gebirge, welche von ewigem Schnee oder Firn bedeckt sind, erhalten durch diesen eine sehr wirksame und nachhaltige Quelle von Kälte und Feuchtigkeit, die sie der darüberstreichenden Luft mittheilen, welche dann als Fallwind diese Eigenschaften, wenngleich stufenweise abgeschwächt, mit in die tiefer gelegenen Theile des Gebirges und selbst in die vorliegenden Ebenen trägt und im Sinne negativer Temperaturextreme wirkt.

Zusammenfassung der im Gebirge wirksamen klimatischen Eigenthümlichkeiten.

a) Gibt es ein Klima des Gebirges als eines Ganzen?

Ueberblicken wir die nun aufgeführten allgemeinen klimatischen Eigenthümlichkeiten, welche mit der Natur eines Gebirges verbunden sind, so stellen sich als die praktisch wirksamsten folgende heraus:

Schon die Natur des Festbodens im Gegensatze zur Luft bringt in höheren Regionen — und zwar bei Gipfel- und Kammformen mehr als bei Plateaux — eine reichlichere Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes hervor; die hieraus entstehenden Wolken vermindern die Besonnung am Tage und die Ausstrahlung bei der Nacht, die Condensation erreicht leicht den Grad von Niederschlägen.

Noch reichlicher als im Allgemeinen treten solche Condensationen an jenen Gebirgskämmen und Plateaurändern auf, welche gegen feuchte Winde exponirt sind.

Alle schattseitigen Gehänge, alle engen Schattenthäler, alle Wälder und Gewässer der Gehänge und Thäler wirken gleichfalls auf Milderung der Temperaturextreme und auf Vermehrung der Niederschläge.

Schneebedeckte Gebirge erhöhen noch die Neigung zu Niederschlägen, wirken aber zugleich auch auf locale Vergrösserung der Temperatur-Differenzen, indem sie den vom Schnee oder Firn ausgehenden oder über selbe hinwehenden Winden eine niedrigere Temperatur verleihen, während die Insolationswirkung auf die schneefreie Umgebung ungeändert bleibt.

Milderung der Temperaturextreme und Vermehrung der relativen Luftfeuchtigkeit sowie der Niederschläge machen also den klimatischen Gesammtcharakter der Gebirge aus. Dass dieses so sei, ist nicht so leicht, als man gewöhnlich glaubt, ziffermässig nachzuweisen. Ein solcher

Nachweis wäre nur dann geliefert, wenn man aus einer grossen Anzahl von Gebirgen aller Welttheile und verschiedener geographischer Breiten, von Stationen verschiedener Höhe, Lage und Exposition, die Durchschnittswerthe der Temperatur-Differenzen, der Luftfeuchtigkeit und der Niederschläge mit den analogen Durchschnittswerthen eben so vieler und verschieden gelegener Stationen der freien, von Gebirgen nicht mehr beeinflussten Ebene oder flacher Hügelländer vergleichen könnte, die so ausgewählt sein müssten, dass sie mit den Gebirgsstationen Alles mit Ausnahme der Gebirgslage gemein oder doch möglichst übereinstimmend haben. Wenn man z. B. Alpenstationen des westlichen Europas, die schon vermöge der Wirkung des Golfstromes ein weniger excessives und mehr feuchtes Klima haben müssen, mit Stationen der ungarischen Ebene oder Sibiriens vergleicht, so kann dieser Vergleich für unsere Frage wenig lehren; denn diese beiden Gruppen von Gegenden würden auch dann ein wesentlich verschiedenes Klima haben, wenn an Stelle der Alpen ein Flachland oder Hügelland wäre u. s. w. Die aus den Alpen hergenommenen Beispiele, deren man sich gerne bedient, dürfen nicht generalisirt werden, weil die Alpen nur jenen Fall repräsentiren, in dem ein mächtiges Gebirg unter dem Einflusse einer oft eintretenden aus einer und derselben Gegend kommenden feuchten Luftströmung (hier SW.) steht, wodurch die Temperaturextreme mehr gemildert und die Hydrometeore bedeutender werden müssen als es in anderer Lage bei einem sonst gleichgestalteten Gebirge der Fall wäre.

Die Daten, welche wir als Material für solche Vergleichungen besitzen, sind aber noch nicht hinreichend, um dadurch ein grösseres Gewicht auszuüben, als die bereits angeführten theoretischen Erörterungen besitzen.

Dagegen lassen sich sowohl für einzelne besser durchforschte Gebirge, insbesondere für die Alpen, dann für die verschiedenen Höhen- und Thallagen belehrende Beispiele in Menge anführen. Die Klimatographie der Alpen wird im klimatographischen Abschnitte eingehender behandelt werden. Was aber die Meteoration innerhalb der verschiedenen Höhen- und Thallagen anbelangt, so ist auf diesen Unterschied um so mehr Gewicht zu legen, als das Klima der freien Höhen, besonders in grosser Elevation (über 10.000 Fuss) ein ganz anderes ist, als in den Gebirgsthälern; so dass Wessely in einem gewissen Sinne Recht hat zu sagen: „Es gibt kein allgemeines Alpenklima, wenn man nicht eben den ungeheuren örtlichen Wechsel mit diesem Namen belegen wollte. Einen einzigen klimatischen Factor haben die Hochberge so ziemlich gemein, nämlich sehr starke Niederschläge.“

Es ist demnach viel fruchtbarer, die klimatischen Eigenthümlichkeiten der Gebirge nach Höhenzonen, freien Höhen und Thallagen zu

studiren, als den abstrakten Begriff eines Gebirgsklimas, zu dessen Feststellung, wie bereits gesagt, die Daten noch nicht vorhanden sind, weiter zu erörtern.

b) Klima freier Höhen.

Was nun das Klima freier Höhen von bedeutender Elevation im Gegensatz zu den Thälern anbelangt, so zeichnet sich dasselbe durch unerwartet kleine winterliche Temperatur-Minima, grössere Heiterkeit und grössere Gleichmässigkeit aus.

Stationen dieser Art sind in der Schweiz die folgenden, von denen wir hier die mittleren Monatsminima und die absoluten Minima für die drei Wintermonate aus einem sechsjährigeu Zeitraume (1864—1869) geben.

	St. Bernhard (7838′)	Julier (7098′)	Gotthard (6620′)	Bernhard (6547′)	Simplon (6351′)	Rigi (5643′)
	Durchschnittliche Monatsminima.					
December . .	—12·24	—13·44	—12·32	—11·44	—10·64	—10·24
Januar . . .	—15·28	—17·28	—16·80	—14·96	—14·48	—12·72
Februar . . .	—13·76	—14·72	—12·32	—12·08	—11·44	—11·20
	Absolut tiefste Temperaturen in 6 Jahren.					
	—21·44	—23·20	—21·6	—19·2	—19·20	—17·28

Wir finden also hier in bedeutenden Höhen durchaus keine sehr niedrigen Temperaturen; die grösste hier vorkommende Winterkälte (—23·2) ist z. B. in Klagenfurt, welches nur 1350′ hoch liegt, nicht nur erreicht, sondern auch übertroffen worden (—24·5⁰), und die anderen Minima findet man um so häufiger auch in tief gelegenen Stationen, wie z. B. selbst in Wien, wieder, woselbst schon —16·0⁰ und —20·4⁰ beobachtet wurden, oder in Prag, wo schon —22·4⁰ vorkommen, oder in Genf, wo das Thermometer im Januar schon bis —20·24⁰ sank, — gar nicht zu gedenken der Kälte-Extreme nordamerikanischer Stationen in gleicher geographischer Breite, wie z. B. New-York, wo schon ein Minimum von —32⁰ eintrat.

Man sieht also hieraus, dass die winterlichen Kälte-Extreme hoher Gebirgslagen überraschend klein sind.

Um aber ein Bild von der Gleichförmigkeit des Gebirgsklimas zu allen Jahreszeiten zu geben, soll hier eine Zusammenstellung Platz finden, die wir Dr. Hann *) verdanken.

*) Das Klima der höchsten Alpen. Zeitschrift d. österr. Ges. f. Met. V. Bd. 193. (Die Daten über Grönland sind Mittel aus den Beobachtungen dreier dortiger Stationen: Rensselaerhafen, Foulkehafen, Wolsteinholmsund.)

Perioden	Alpenstationen			Polarstationen	
	Obir in Kärnten (6000′)	St. Bernhard in der Schweiz (7838′)	Theodulpass in der Schweiz (nur 1 Jahr) (10.543)	Novaja Semlja	Grönland
				(In geringen Elevationen)	
Winter	—5·04	—6·72	—10·16	—13·52	—26·08
Frühling	—1·20	—2·72	— 6·64	— 9·04	—16·88
Sommer	+7·12	+4·32	+ 0·16	+ 3·36	+ 1·52
Herbst	+1·76	—0·64	— 4·44	— 5·76	—13·28
Jahr	+0·88	—1·44	— 5·28	— 6·24	—13·68
Unterschied des wärmsten und kältesten Monats	13·12	12·16	11·52	18·64	29·92

Die Kältegrade sowohl als auch die Unterschiede der einzelnen Jahreszeiten sind also selbst auf der Insel Novaja Semlja, welche vermöge ihrer oceanischen Lage ein verhältnissmässig milderes Klima hat, und noch mehr auf Grönland, weit bedeutender als auf hohen Alpenstationen, und die letzteren unterscheiden sich nicht nur von den Stationen des Flachlandes und der breiteren Thäler, sondern auch von jenen der Polarländer, denen man gewöhnlich ein ähnliches Klima zuschreibt wie grossen Gebirgshöhen, sehr wesentlich durch die geringeren Extreme der Winterkälte und der Sommerwärme, also durch die grössere Milde und Gleichförmigkeit des Temperaturganges.

Ueber die Bewölkungsverhältnisse, welche zum Theile auch die Temperatur erklären und die Höhe der Luftfeuchtigkeit ermessen lassen, gibt folgende derselben Quelle entnommene Zusammenstellung Aufschluss:

Perioden	Theodulpass (Nur 1 Jahr)	St. Bernhard	Sta. Maria	Zur Vergleichung Wien
Winter	4·4	4·9	4·1	7·0
Frühling . . .	6·4	6·5	6·0	5·5
Sommer	5·3	5·9	5·0	4·6
Herbst	5·2	5·9	4·6	5·6
Jahr	5·3	5·8	4·9	5·7

Man sieht hieraus die verhältnissmässig grosse Heiterkeit im Winter, und wie die Bewölkung nur im Frühling und Sommer diejenige des Flachlandes entschieden übertrifft.

c) Klima der Thäler.

Die Thäler haben im Allgemeinen grössere Kälte und insbesondere grössere Minima im Winter, jedoch kaum höhere Wärmemittel und Wärmeextreme im Sommer, also ein einseitig excessiveres Klima als Orte auf freien Abhängen oder Kuppen. Diese in der Praxis längst bekannte Thatsache hat ihren Grund darin, dass die kalten Luftströmungen (wie bereits früher auseinandergesetzt) als die schwereren nach den Senkungen des Bodens hin abfliessen und oft lange in der Tiefe verweilen, wenn auf den Höhen schon oder noch die warme Strömung dominirt; dann in der grösseren Heiterkeit der oberen Gehänge und Kuppen, die im Winterhalbjahre (und zwar schon bald im Herbste und noch tief ins Frühjahr hinein) sehr häufig besonnt sind, während die Thäler unter dicken Nebeln liegen, endlich in der viel stärkeren und länger andauernden Schneedecke der Thäler, während an sonnseitigen Gehängen schon zeitlich im Frühjahre die Sonne ihre Macht übt.

Es lassen sich insbesondere aus den Alpen sprechende Beispiele hiefür anführen. Wir vergleichen im Nachstehenden einige Thalstationen mit Stationen freier Abhänge oder Kuppen von nahezu gleicher Höhenlage:

Temperaturmittel und Differenzen	Schweiz				Kärnten	
	Thalstation Bevers 5421′	Bergstation Rigikulm 5643′	Thalstation Zermatt 5102′	Bergstation Grächen 5159′	Thalstation Klagenfurt 1395′	Bergstation Hausdorf 2897′
Temperaturmittel des Winters	−6·4	−3·76	−4·0	−3·04	−3·76	−2·32
Temperaturmittel des Sommers	+8·96	+7·04	+9·28	+9·68	+14·56	+12·48
Unterschied der beiden obenstehenden Mittel	15·36	10·8	13·28	12·72	18·32	14·8
Die Differenzen in den Thalstationen sind höher als jene an den Bergstationen um .	4·56		0·56		3·52	

Auch die Monats- und absoluten Minima sind an Thalstationen gewöhnlich viel bedeutender als an Bergstationen. Z. B.

Mittlere Monatsminima aus 6 Wintern:

	Bergstation Rigi	Thalstation Bevers	Thalstation Sils
December . . .	—10·24	—16·08	—12·16
Januar	—12·72	—20·32	—17·52
Februar	—11·2	—11·20	—13·04
Absolute Minima derselben Stationen.			
	—17·28	—24·32	—21·52

Diese Ziffern können, da sie sich nur auf einige Theile der Alpen beziehen, nicht als genau geltend für Berg- und Thalstationen der Welt überhaupt betrachtet werden, sie beweisen aber zum mindesten, dass es Vorgänge in der Meteoration der Gebirge gibt, durch die nicht nur momentan, sondern auch gesetzmässig die Thäler einer grösseren Abkühlung im Winter unterliegen, als die freien Gehänge und Kuppen, dass aber diese Unterschiede vielfach wieder von Localverhältnissen modificirt werden.

Da nun Gebirge aus einem Wechsel von Thälern, Gehängen und Gipfellagen bestehen, und überdiess die Exposition, die Bodenart, die Bodenbedeckung u. s. w. wesentlichen Einfluss auf die Modification des Klimas entweder im ganzen Jahre oder zu gewissen Jahres- und Tageszeiten haben, ergibt sich die Nothwendigkeit localer Studien und die Unmöglichkeit, im Gebirge selbst bei nahe aneinander gelegenen Orten von dem Klima des einen auf dasjenige des andern zu schliessen, was insbesondere für praktische Zwecke wichtig ist *).

Einfluss der Gebirge auf das Klima ihrer Umgebung.

Die Luftströmungen als Vermittler dieses Einflusses.

Fragen wir, nachdem wir das Klima innerhalb der Gebirge betrachtet haben, um den Einfluss der Gebirge auf das Klima ihrer

*) Simony weiset in seiner Abhandlung: „Ueber klimatische Oasen in den Alpen" (Zeitschr. d. österr. Ges. f. Met. I.) auf mehrere der auffallendsten Gegensätze und Unterschiede zwischen berechneten und wirklichen Werthen der Temperaturmittel in den Alpen hin. Nimmt man z. B. Klagenfurt als Ausgangspunkt, so würde man für das benachbarte Villach in Kärnten + 5·8° R. finden; es hat aber thatsächlich + 7·1° R.; für Meran berechnen sich + 6·75° R., factisch aber findet man daselbst + 9° R. Mit Kremsmünster verglichen sollten Ischl und Salzburg ein um etwa 0·2° R. niedrigeres Jahresmittel haben als es thatsächlich beobachtet wurde u. s. w.

Umgebung, so muss vor Allem constatirt werden, dass dieser Einfluss nur durch Luftströmungen ausgeübt werden kann, welche von Gebirgen her wehen.

Solche Luftströmungen können aber hauptsächlich nur von zweierlei Art sein:

1. allgemeine, die nur durch ihren Weg über das Gebirge verändert sind;

2. locale, vom Gebirg selbst ausgehende.

Vom Gebirge veränderte Winde.

Wie sich die allgemeinen Luftströmungen beim Ueberschreiten von Gebirgen verhalten, ist bereits auseinandergesetzt worden und die Anwendung auf die vorliegende Frage bietet keine besonderen Schwierigkeiten.

Die Hauptgegensätze der Luftströmungen sind bekanntlich die feuchtwarmen und die trockenkalten, die feuchtkalten und trockenwarmen. Da eine feuchtwarme (und noch mehr eine feuchtkalte) Strömung beim Aufsteigen an der Luvseite des zu überschreitenden Gebirges wegen der damit verbundenen Erkaltung starke Niederschläge fallen lässt, kommt sie an der Leeseite mit geringerem Wassergehalte an und da sie beim Hinabsinken sich erwärmt, wird sie auch relativ trockener. Daraus folgt allerdings nicht, dass die Gegenden an der Leeseite regenarm sein müssen, aber doch jedenfalls, dass die daselbst mit einem solchen Winde ankommenden Wolken weniger wasserbeladen, lichter und leichter sein müssen als an der Luvseite, dass man also von einem „Regenschatten" solcher Gebirge, d. h. von Landstrichen sprechen kann, die in Folge der Anwesenheit des Gebirges weniger Regen erhalten als die jenseitigen *).

Bei den Alpen z. B. ist die Luvseite der feuchten Winde der Süd- und Südwestabhang, und es fallen demnach daselbst weit reichere Niederschläge als am Nord- und Nordostabhange.

Folgende Uebersicht **) lässt die Vertheilung der Niederschläge an der Südseite und an der Nordseite der Alpen sehr deutlich erkennen:

*) Man kann nicht behaupten, dass solchen im Regenschatten liegenden Gegenden durch die Gebirge Regen entzogen werde, d. h. dass sie weniger Regen empfangen als ihnen zukäme, wenn das Gebirge nicht da wäre; denn in diesem Falle würden eben die Wolken, die erst durch das Gebirg zum Niederschlag gebracht werden, auch keinen Regen bringen.

**) S. Zeitschrift d. österr. Ges. f. Met. V. Bd. S. 205.

Orte	Seehöhe in Fuss	Jahres-summe des Nieder-schlages in Par. Zoll	Hievon entfallen Procente auf die einzelnen Jahreszeiten			
			Winter	Frühl.	Sommer	Herbst
Südseite der Alpen						
Lugano	869	61·4	10	26	29	35
Feltre	812	66·0	18	20	27	35
Cercivento	?	74·7	18	19	29	34
Tolmezzo	963	90·0	21	21	25	34
Görz	271	60·6	22	26	23	29
Raibl	3096	75·9	19	23	27	31
Nordseite der Alpen						
Beatenberg	3634	59·6	24	27	31	18
Schwyz	1738	63·4	18	25	37	20
Einsiedeln	1875	61·1	17	26	35	22
Auen	2590	69·9	18	28	35	19
Tegernsee	2309	43·9	17	18	44	21
Reichenhall	1459	45·9	16	22	41	21

Die sechs Stationen an der Südseite haben also durchschnittlich 68″ Regen, und zwar hauptsächlich Herbstregen, die sechs Stationen an der Nordseite — im Lee des hauptsächlichsten Regenwindes — nur 56″ Regen, der vorwiegend im Sommer fällt *).

In Scandinavien ist es die Westseite, von welcher die feuchten oceanischen Winde an das nordsüdlich gestreckte norwegische Küstengebirge fallen und, dasselbe übersteigend, reichliche Niederschläge fallen lassen, während im Regenschatten dieses Höhenrückens, in Schweden, dieselben Winde weit ärmer an Wasser erscheinen.

Ganz analog ist es in Amerika, wo längs der ganzen Westküste an den steil ansteigenden Cordilleren die oceanischen Westwinde ihren Wassergehalt absetzen und nach Ueberschreitung des Gebirges in den Binnenländern des Nordens wie des Südens sehr wasserarm anlangen.

*) Der Unterschied in den Regenmengen beider Alpenabhänge wäre noch grösser, wenn die Süd- und Südwestwinde die einzigen Regenwinde wären; da aber auch der Nordwest eine ähnliche Rolle spielt, und dieser an der Nordseite sich entladet, an der Südseite aber schon trockener ankommt, so erhält die Nordseite einen specifischen Regenzuschuss und ist daher nicht so arm an Niederschlägen, wie wenn sie bloss auf Niederschläge aus SW. angewiesen wäre.

Trockenkalte Winde werden durch das Ueberschreiten der Gebirge im Allgemeinen nicht so verändert, dass das hierauf von ihnen bestrichene Land dadurch andere Temperatur- oder Feuchtigkeitsverhältnisse erhielte, als wenn das Gebirge nicht vorhanden wäre; denn gewöhnlich wird die in der Höhe abgesetzte geringe Wassermenge beim Herabsinken durch Aufnahme von Wasser aus Wäldern, Mooren, feuchten nebelreichen Thälern u. s. w. wieder ersetzt. Wenn aber dieses nicht der Fall ist, dann kommt der Wind noch trockener im Lee-Vorlande an, als er im Luv gewesen.

Trockene warme Winde können durch das Ueberschreiten eines Gebirges nur dort wesentlich verändert werden, wo sie über grosse Schneemassen, Gebirgsmoore, Seeen oder feuchte unterbrochene Wälder wehen, sich dabei mit mehr oder weniger Wasserdampf beladen und beim Herabsinken entweder nicht um soviel erwärmt werden, als zur Compensirung des vermehrten absoluten Feuchtigkeitsgehaltes erforderlich wäre, oder auch durch locale Abkühlungsursachen im Vorlande des Gebirges relativ feuchter werden. In solchen Fällen vermehrt das Gebirge die Luftfeuchtigkeit, eventuell auch die Niederschlagshäufigkeit des Vorlandes an derjenigen Seite, welche der Herkunft des ursprünglich trockenwarmen Windes abgekehrt ist.

Die Landstriche, welche vom Föhn, vom Scirocco, von der Bora bestrichen werden, — worüber später noch Näheres angeführt werden soll — sind Beispiele von der Beeinflussung der Nachbarschaft durch die Gebirge vermöge der Modification, welche die letzteren in den allgemeinen Luftströmungen hervorbringen.

In eine allgemeinere Formel lässt sich diese Art des Einflusses der Gebirge nicht bringen, da stets die Gesammtheit der zusammenwirkenden Factoren entscheidet.

Vom Gebirge ausgehende Winde.

Was die zweite Gruppe von Winden anbelangt, nämlich jene, die vom Gebirge selbst ihren Ausgang nehmen, so gilt die allgemeine Regel, dass in jenen Fällen, wo die Luft im Gebirge bedeutend kälter und dichter ist als im Vorlande, eine Aspiration nach dem letzteren hin stattfindet, die aber nur dann zu einem wirklichen Gebirgswind wird, wenn keine andere mächtigere (allgemeine) Luftströmung herrscht.

Um die Rolle der vom Gebirge herab in Bewegung gesetzten Luftströmungen richtig zu beurtheilen, ist es nöthig, vor Allem jene Eigenschaften, welche die Bergluft mit nach unten bringen kann, von denjenigen zu unterscheiden, die unterwegs wieder paralysirt werden.

Die Luft um die Berghöhen hat ihre niedrige Temperatur und höhere relative Feuchtigkeit erstens von ihrer hohen Lage, vermöge deren sie unter einem geringeren Drucke steht, als die Luft in tieferen Horizonten, und diese Temperaturerniedrigung hat sie gemein mit allen gleich hohen Luftschichten auch fern von Gebirgen in der freien Atmosphäre; zweitens tragen zur Temperaturerniedrigung und Saturation bei die stärkere nächtliche Ausstrahlung des Festbodens, die lange Beschattung der engen Thäler, die Verdampfung der Berggewässer, bei begrünten und bewaldeten Gebirgen auch die Verdampfung aus der Vegetation, bei beschneiten und begletscherten die mächtige Kältequelle der Schnee- und Eismassen. Nur die zweite Gruppe von Wirkungen ertheilt der Bergluft eine specifische Kühle und Feuchtigkeit, die ohne Vorhandensein von Bergen in den oberen Luftschichten nicht vorhanden wäre; die erstere Ursache hingegen behebt sich stufenweise mit jedem Fuss Weges, den die Bergluft nach untenhin zurücklegt, da beim Sinken oder Fallen einer Luftmasse ebenso Wärme frei und Wasserdampf aufgelöst, wie beim Steigen Wärme gebunden und Wasserdampf condensirt wird.

So oft nun aus einer oder aus mehreren der genannten Ursachen, welche die Temperatur der Gebirgsluft erniedrigen und deren Dichtigkeit erhöhen, der Gegensatz zur Luft in den unteren Geländen bedeutend wird, und nicht schon mächtiger allgemeine Strömungen herrschen, macht sich vom Gebirge her ein mehr oder weniger intensiver Wind gegen das tiefer gelegene Vorland auf, welches gleichsam als Aspirator wirkt.

Nach diesem Principe wird man sich die in mannigfacher Gestalt auftretenden Bergwinde unschwer erklären können. Es sollen hier nur einige der gewöhnlichsten Fälle angeführt werden.

Die bedeutendste und ununterbrochen wirkende Ursache, warum die Kälte auf Gebirgshöhen grösser ist als sie vermöge der Elevation allein sein sollte, sind die Schneelagen und Eisfelder der Hochberge während des Sommerhalbjahres. Mag sich das tiefer gelegene Berg- und Hügelland sammt den anstossenden Ebenen vom zeitlichen Frühjahre an je nach dem Stande der Sonne mehr oder weniger rasch und bedeutend erwärmen, so bleiben doch die Schnee- und Eisfelder an ihrer Oberfläche bei Tage mindestens auf dem Nullpunkte des Thermometers, bei Nacht sinken sie selbst im Hochsommer meist wieder unter denselben; und der Einfluss dieser Kältequelle ist gross genug, um zu Zeiten, wo sonst im Allgemeinen Windstille herrschen würde, und gerade dann, wenn die Gegend unter dem Gebirge sich am stärksten erwärmt hat und dadurch am stärksten aspirirend wirkt, die oben erkalteten Luftschichten nach unten hin in Bewegung zu setzen. Am Fusse und im Vorlande solcher Gebirge treten daher während des Sommerhalbjahres häufig kalte Bergwinde ein. Während der eigentlichen Wintermonate trägt die Schnee- oder Eisdecke

der Berge in solchen Gegenden, wo auch das Vorland beschneit oder gefroren ist, nichts zur Vergrösserung der Temperaturdifferenz bei, daher gewinnt jene Art von Bergwinden im Winter nur selten (nämlich in wärmeren Thauperioden mit Aufheiterung) eine bedeutendere Entwicklung. Auf niedrigeren Bergen, die aber doch hoch genug liegen, um im Sommerhalbjahr oft für einige Tage beschneit zu werden, während es unten nur regnet, wirkt diese vorübergehende Schneedecke für kurze Zeit ähnlich wie die dauernde Schneedecke auf höheren Bergen für längere Zeit; d. h. während oben die vorübergehende Schneedecke liegt, das Vorland aber nach geschehener Ausheiterung sich wieder erwärmt, fällt bald ein scharfer kalter Wind vom Gebirge herunter und unterbricht die begonnene Erwärmung, oder verzögert deren entschiedene Herrschaft.

Auch ohne Schnee- oder Eisdecke bilden die freien Berghöhen wenigstens bei Nacht eine specifische Kältequelle durch die raschere Ausstrahlung der Wärme aus dem Gesteine in der dünneren Luft und durch die bedeutendere Verdampfung, die ebenfalls in der dünneren Luft energischer vor sich geht; zwischen Abend und Morgen, sowie selbst am Tage bei Ausheiterung nach Regen, senden also auch unbeeis'te Berge kühle locale Luftströmungen in die Tiefe.

Am häufigsten treten diese Winde Abends bald nach Sonnenuntergang auf, wo die Vorgelände noch vom Tage her stark erwärmt, die Berghöhen aber schon stark abgekühlt sind.

Die schattenseitigen Gehänge bilden den ganzen Tag hindurch — besonders aber Abends und Morgens — Kältequellen gegenüber den besonnten Partien des Vorlandes, wesshalb von dorther häufig kühle Winde in der Richtung des letzteren wehen. An sonnseitigen Gehängen tritt dieser Fall erst zwischen Abend und Morgen ein, da sie bei Tage sich fast so sehr erwärmen wie das niedrigere Land, bei Nacht aber rascher und bedeutender sich abkühlen.

Der Gegensatz von kalten beschatteten Gebirgsthälern und von besonnten oder doch mehr erwärmten Partien des vorliegenden Landes bringt ferner die sogenannten Thalwinde hervor. Wenn ein Thal tief im Gebirge seinen Anfang hat und beiderseits von sehr genäherten Bergen begrenzt ist, so hat es nur kurze Zeit Sonne — ja es kann geschehen, dass nur an wenigen Tagen oder auch gar nie die Sonne zu den hinteren Partien eines solchen Thales gelangt; es muss also stets kältere Luft in einem solchen Thale lagern als an den höheren Gehängen, als an den weiter thalab gelegenen breiteren Thatstellen und als in der vorliegenden Ebene. Wenn der obere Theil des Thales aus vielen ebenfalls engen und gewundenen Thalwurzeln zusammenläuft, wenn überdiess dichter Wald den Boden beschattet, etwa Wasser in der Thalsohle rinnt oder

Moore vorhanden sind, so erwärmt sich diese obere Thalstrecke um so weniger und birgt überdiess noch viel Feuchtigkeit. Die kalte feuchte Luft einer solchen oberen Thalstrecke muss daher so lange, als es in den unteren Thalstrecken oder auch in der vorliegenden Ebene bedeutend wärmer ist, dorthin abströmen, und zwar desto heftiger, je grösser der Gegensatz ist, also in der Regel steigend vom Morgen bis um Mittag und dann wieder abnehmend. Je nach der Richtung des Thales und dem Eintritte der Insolation in dasselbe sind da sehr verschiedene Variationen möglich, welche man aber nach den allgemeinen Grundsätzen der Luftströmungen stets erklären und voraussehen kann.

Ein bekanntes Beispiel eines solchen Thalwindes ist der „Wisperwind.“ Das „Wispthal“ streicht als ein Querthal des Rheinthales von Langenschwalbach bis Lorch, also von ONO. nach WSW.; es beginnt oben mit zahlreichen schluchtenartigen Thalwurzeln und hat viele enge Neben- und Seitenthälchen, überall nur kurze Insolation, so dass darin z. B. oft nur + 2° R. herrschen, während es draussen im Rheintheil 12—14° R. hat. Es fährt daher aus dem Wisperthal besonders zur Sommerszeit ein kalter verrufener Wind, unabhängig von der allgemeinen eben herrschenden Luftströmung, an den Rhein heraus, condensirt nicht selten die vom Flusse aufsteigenden Wasserdämpfe zu Nebeln und bringt so eine ganz abweichende Witterung in das Gebiet, welches er bestreicht.

Diese verschiedenen Arten kühler Winde, die wir kurz als Eiswinde, Nachtwinde und Schattenwinde bezeichnen können, sind die bekanntesten und entschiedensten unter denjenigen, die vom Gebirge selbst ihren Ursprung nehmen.

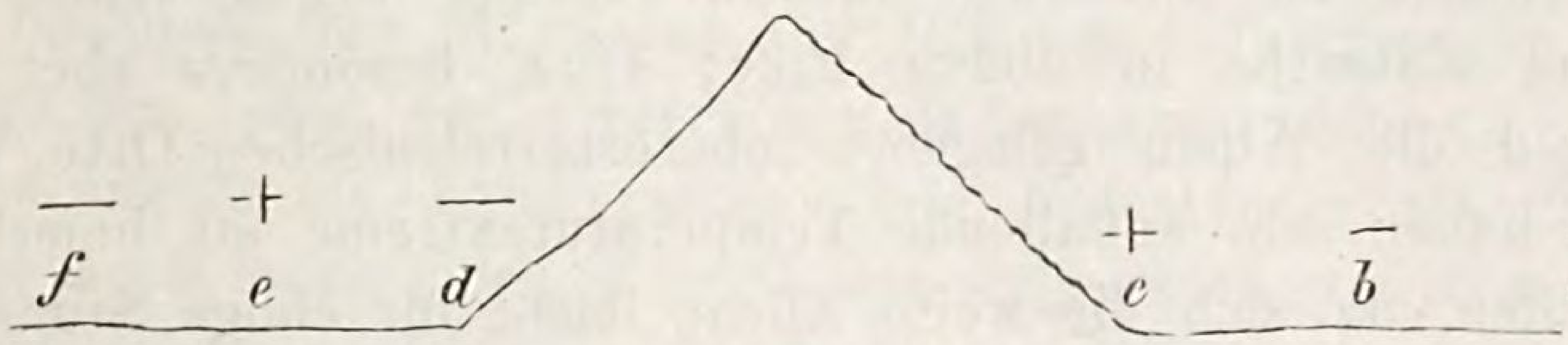
Am weitesten reicht die Wirkung der Eiswinde, besonders derjenigen, welche im Frühling oder Frühsommer nach Schneerecidiven, sowie im Herbste nach verfrühten vorübergehenden Schneefällen eintreten. An der Nordseite der Alpen z. B. machen sich solche locale Winde bis München (8—9 Meilen weit), Linz (7—8 Meilen weit) und selbst Wien (10—14 Meilen weit) sehr häufig und unverkennbar bemerklich; an der Südseite sind Mailand, Bassano, Udine (6—8 Meilen weit) entsprechende Beispiele.

Die Nachtwinde (mit Inbegriff der Abend- und Morgenwinde) haben einen weniger weiten Wirkungskreis, und den engsten besitzen die Schattenwinde.

Weit weniger in der Wirklichkeit zutreffend sind jene theoretisch zu vermuthenden Morgen- und Abendwinde, welche in verschiedener Weise an den Ost- und Westgehängen der Berge zwischen diesen und dem Vorlande sich entwickeln sollen. Nach Berger (vergl. Zeitschr. der österr. Ges. f. Meteorolog. V. Bd. S. 481 u. ff.) sind zu beiden Seiten

eines zwischen Nord und Südost reichenden, daher gegen Ost und West abdachenden Bergzuges folgende Temperaturstadien und daraus hervorgehende Luftströmungen zu unterscheiden.

Fig. 44.



Am Morgen ist entfernt vom Berge, weiter im Osten, etwa bei *a*, eine Gegend, die schon bedeutend erwärmt ist, weil sie eben wegen ihrer östlichen Lage schon länger Sonnenschein hat; darauf folgt eine Gegend *b*, die noch kühler, weil noch nicht so lang beschienen und nur schief von der niedrig stehenden Sonne bestrichen ist; am Bergabhange bei *c* herrscht gleichzeitig schon eine höhere Temperatur, weil daselbst die Sonnenstrahlen weniger schief auffallen. Es müsste also von *b* aus Luft gegen *a* und *b* hin strömen, was sich gegenseitig aufheben, d. h. Windstille zur Folge haben würde. Auf der Westseite müsste gleichzeitig bei *d*, am Gehänge, wegen des Bergschattens noch nächtliche Kälte herrschen, bei *e*, wohin die Sonnenstrahlen über den Berg herüber schon gelangen können, eine höhere, bei *f* endlich wieder wegen der mehr westlichen Lage und kleinen Einfallswinkels der Sonnenstrahlen eine niedrigere Temperatur beobachtet werden, und die Folge müsste hier ein Bergwind von *d* gegen *e* und ein Landwind von *f* gegen *e* sein, die sich aber gegenseitig aufheben, d. h. Windstille hervorbringen würden.

Am Abende wäre, wie auch ohne weitere Erklärung erhellt, die Lage der + und — erwärmten Stellen gerade umgekehrt, die schliessliche Wirkung aber auch wieder Tendenz zu Windstillen an beiden Seiten.

Dieser Theorie entspricht aber die thatsächliche Erfahrung sehr selten, da im Gegentheile die Winde, welche aus den oben angeführten Ursachen von den Höhen herunter kommen, so sehr überwiegen, dass jene theoretisch vorausgesetzten Tendenzen in den bodennahen Luftschichten nicht recht zur Entwicklung kommen.

Gesammtwirkung der Bergwinde auf das Klima der Umgebung.

Alle diese Luftströmungen bewirken im Vorlande der Gebirge bis auf eine gewisse Entfernung, die von der Mächtigkeit des Gebirges und von der Configuration des Vorlandes abhängt, eine Vergrösserung der Temperatur-Differenzen im Sommerhalbjahre, machen insbesondere den

Frühling und Frühsommer rauh und reich an Kälte-Recidiven, und lassen auch im Herbste schon zeitlich kürzere oder längere Perioden mit fast winterlicher Temperatur eintreten.

Die nördlichen Vorländer der Alpen bieten zahlreiche Beispiele hiefür. München ist aus eben diesem Grunde wegen seiner scharfen Winde und Katarrhe in üblem Rufe; Linz, besonders aber die noch näher gegen die Alpen gelegenen oberösterreichischen Orte Wels und Umgebung haben sehr auffallende Temperaturextreme oft innerhalb weniger Stunden, da sich die weite Ebene leicht für einige Stunden stark erwärmt, dann aber plötzlich vom scharfen Gebirgswinde bestrichen wird.

Auch Wien verdankt sein bekanntes excessives Klima, das besonders im Frühlinge hervortritt, dem häufigen Einbrechen der Alpenwinde nach Tagen oder Stunden von steppenartig warmer Temperatur.

Fassen wir schliesslich die Wirkung der von den Gebirgen bloss modificirten und der von denselben erzeugten Winde auf das Vorland zusammen, so ergibt sich eine grössere Mannigfaltigkeit von Witterungstypen, daher mehr Gegensätze, jedoch vorwiegend nur in der Zeit zwischen Frühling und Spätherbst; also mehr excessive, an Kälterückfällen leidende Sommerhalbjahre.

Wasserflächen.

Dass Wassermassen vermöge ihrer grösseren Wärmecapacität, und weil ein Theil der Insolationswärme gleich in den oberen Schichten als Verdampfungswärme gebunden wird, sich am Tage und in der Sommerhälfte des Jahres langsamer und nie so hoch erwärmen wie Festboden, und dass sie ebenso auch bei Nacht und in der Winterhälfte des Jahres langsamer und weniger beträchtlich erkalten, folglich auf Verminderung der Temperaturextreme hinwirken und zugleich die darüber lagernde oder wehende Luft mit verdampftem Wassergas bereichern, wurde schon wiederholt hervorgehoben. Durch Winde, welche vom Wasser nach der Umgebung wehen, wird dieser Charakter auch der Nachbarschaft mitgetheilt, die sonst von der Nähe der Wasserfläche keine Wirkung verspüren würde.

Wir müssen also zunächst nach jenen Luftströmungen fragen, die das Wasserklima, welches Meeresarme oder grosse Seen erzeugen, ganzen Landstrichen mehr oder minder abgeändert mittheilen.

Denken wir uns eine weite kreisförmige Wasserfläche, weithin von Land umgeben, analog wie wir Seite 232 und 234 eine weite Landfläche von Wasser umgeben betrachtet haben, — zur Zeit der Besonnung, — so bleibt ihre Temperatur aus den oben angegebenen Ursachen hinter jener des umgebenden Landes zurück, die über dem Wasser lagernde Luft

bleibt kühler als die über dem umgebenden Lande befindliche, welche in Folge grösserer Erwärmung sich verdünnt, lockert und aufsteigt, so dass in den hiedurch entstandenen aspirirenden Raum die schwere kältere Luft vom Wasser her allerseits eindringt. Nach längerer Insolation entsteht also eine Strömung kühler feuchter Wasserluft gegen das Land hin und hiedurch eine Mässigung der Hitze und Trockenheit. Zur Zeit der nächtlichen oder der winterlichen Wärmeausstrahlung hingegen erkaltet das umgebende Land rascher und bedeutender als die Wasserfläche, die noch lange einen Vorrath der aufgespeicherten Wärme behält; es entsteht daher ein Drängen der Luft vom Lande gegen das Wasser, also ein Eindringen von Landklima in die Luft über dem Wasser, eine Verminderung der gleichmässigen Wärme und Feuchtigkeit, welche sonst über dem Wasser herrschen würde.

Man muss jedoch in dieser Beziehung die erste Hälfte des Winters, in welcher das Wasser noch vom Sommer her einigermassen erwärmt ist, von der zweiten Hälfte unterscheiden, wo das Wasser schon abgekühlt oder sogar gefroren ist. Was wir vorher über die winterliche Luftbewegung gesagt, bezieht sich nur auf die erste Winterhälfte und auf solche Gegenden, in denen das Wasser nicht friert. Ist aber das Wasser schon stark abgekühlt oder gar gefroren, dann unterscheidet es sich nicht wesentlich vom festen Lande. Gefrorne Wasserflächen, die langsamer aufthauen als das benachbarte Festland, spielen schon zeitlich im Frühjahre die Rolle von Quellen kalter Winde für das rascher sich erwärmende benachbarte Festland.

Es ist hieraus ersichtlich, dass die Nähe von Wasser zur wärmeren Jahreszeit die Umgebung entschieden kühler und feuchter macht, zur kalten Jahreszeit hingegen nur geringen Einfluss auf Erwärmung der Umgebung übt, da vielmehr häufig die Landluft gegen das Wasser hin aspirirt und dadurch ein Nachrücken immer trockenerer Luft aus dem entfernteren Festlande eingeleitet wird, dann auch weil das Eis im Frühlinge noch lange erkältend wirkt. Eine entschiedene Depression der Frühlings- und Sommertemperaturen und keine wesentliche Milderung der Herbst- und Wintertemperaturen, folglich eine mässige Depression der Jahrestemperaturen ist im Allgemeinen die Wirkung der Gewässer auf ihre Uferländer. Ausnahmen hievon können durch das Dazwischentreten besonderer localer Verhältnisse bedingt werden. Insbesondere dann, wenn weiterher kommende, nicht vom Gegensatze des Wassers und Landes, sondern von noch allgemeineren Ursachen erzeugte Winde im Winter ihren Weg über die Wasserfläche nehmen, so werden sie vom Wärmevorrathe dieser letzteren beeinflusst und kommen wärmer und wasserreicher ans jenseitige Ufer, als wenn die Wasserfläche nicht dagewesen wäre. Ist diese letztere noch durch besondere Ursachen wärmer als

normal, — wie z. B. das atlantische Meer an der Westküste Europas durch den Golfstrom erwärmt ist — dann erzeugt die Wassernähe vorwiegend feuchtwarme Winter und erhöhte Jahrestemperaturen in ihrer Nachbarschaft.

Abgesehen von solchen localen Ausnahmen bleibt die Regel: Wassernähe deprimirt die Jahrestemperatur hauptsächlich durch Depression der Sommertemperatur, welcher keine entsprechende Erhöhung der Wintertemperatur compensirend entgegensteht.

Das Herabsteigen nordischer und alpiner Pflanzen in die Moore mitteleuropäischer Länder mit geringer Höhenlage, die Depression der Höhengrenzen wärmeliebender Pflanzen in der Nähe grösserer Seen, das Auftreten alpiner Flora an den Ufern solcher Seen, wenngleich diese noch tief unter der allgemeinen Alpengrenze liegen, sind allbekannte Folgen der erniedrigten Temperatur und erhöhten Feuchtigkeit im Wirkungsbereiche grosser Gewässer.

Die Wasserfläche wirkt aber in klimatischer Beziehung auf ihre Umgebung nicht nur durch die Luftströmungen, die sie selbst erzeugt, sondern auch durch die Veränderung, die sie in den aus entfernteren Ursachen entstandenen Luftströmungen hervorbringt, wenn diese darüber hinstreichen.

Die auf diese Art bewirkten Veränderungen sind selbstverständlich nach der Natur der ankommenden Winde und theilweise auch nach den Jahreszeiten verschieden.

Kommt im *Sommerhalbjahre* eine *warme* und *trockene* Luftströmung am Wasser an, so beginnt sie an der Berührungsgrenze mit der Wasserfläche Dampf aufzunehmen und kühler zu werden; die Abkühlung kann der Dampfaufnahme eine Grenze setzen und jedenfalls werden die oberen, von der Wasserfläche entfernteren Luftschichten weniger mit Wasser bereichert als die unteren. Jenseits des Sees oder Meeresarmes wird demnach der Wind, der ursprünglich trocken und warm war, als ein weniger trockener und etwas abgekühlter auftreten.

Eine *kalte* und zugleich *trockene* Luftströmung würde weniger Dampf aufnehmen und auch weniger Veränderung ihrer Temperatur erleiden.

Setzen wir dagegen, gleichfalls zur Sommerszeit, eine *warme* und *feuchte* Luftströmung gelange an's Wasser, so wird sie, wenn sie nicht schon gesättiget war, ihre unteren Schichten mit Wasserdampf sättigen, im anderen Falle aber möglicherweise sogar aus Anlass der kühleren Temperatur, welcher sie am Wasser begegnet, sich theilweise condensiren, was nicht geschehen würde, wenn an Stelle der Wasserfläche Land mit stärker erwärmtem Boden und aufsteigender warmer Luft vorhanden wäre. Nach Ueberschreitung der Wasserfläche wird eine solche Luftmasse

im Allgemeinen sehr wenig verändert erscheinen, da die Bereicherung der ohnehin schon feuchten Luft nicht bedeutend, die Entziehung vom Wasser durch Niederschlag aber auch nur geringfügig sein kann.

Eine kalte und zugleich feuchte Luftströmung wird auf ihrem Wege über die Wasserfläche noch weniger verändert, da sie nicht einmal eine geringe Menge Dampf aufnehmen, aber auch wohl nichts von ihrem Wassergehalt verlieren kann.

Nur trockenwarme Luftströmungen sind es also, die im Sommerhalbjahr in bedeutenderem Masse durch Wasserflächen verändert werden.

Im Winterhalbjahre verhält sich die Wasserfläche zu den trockenen Luftströmungen ähnlich wie im Sommer — sie bereichert dieselben an Wasserdampf, aber die warmen mehr als die kalten. Feuchte Winde werden insbesondere in der zweiten Winterhälfte, und wenn die Wasserfläche gefroren ist, beim Zusammentreffen mit diesen letzteren zu reichlichen Condensationen genöthiget, kommen also ärmer an Wasserdampf am entgegengesetzten Ufer an, wo es dann von der Temperatur abhängt, ob die relative Feuchtigkeit, im Vergleiche zu der ursprünglichen des Windes, höher oder niedriger oder auch gleich erscheint.

Wasserflächen wirken also regulirend oder ausgleichend auf den Wassergehalt der Luftströmungen, indem sie den trockenen Winden allezeit mehr Feuchtigkeit verleihen, den feuchten aber wenigstens in vielen Fällen solche entziehen.

Uebrigens darf man nicht glauben, dass die Atmosphäre im Ganzen durch die Verdampfung aus Gewässern reicher an Wassergas werde; denn ursprünglich musste ja alles irdische Wasser aus der Atmosphäre, in der es suspendirt war, niedergeschlagen werden, und die Sammelbecken dieses wässerigen Niederschlages, die Seen, Flüsse, Meere, geben jeweilig nur wieder soviel davon an die Atmosphäre zurück, als eben bei der gegebenen Temperatur und Dampfspannung der Luft möglich ist — nicht mehr und nicht weniger. — Nur local also, nicht im Allgemeinen, kann der Wassergehalt der Atmosphäre durch die Verdampfung aus Wasserflächen bereichert werden.

Vegetationsdecke des Bodens.

Allgemeine Bemerkungen hierüber.

Die klimatischen Modificationen, welche jede frische Vegetationsdecke hervorbringt, gründen sich hauptsächlich auf drei Wirkungen.

1. Die Vegetationsdecke beschattet entweder den Boden (hohe Kräuter, Gebüsch, Wald) oder tritt als Ueberzug den Sonnenstrahlen gegenüber selbst an die Stelle des Bodens (dicht bestockte Felder, Wiesen,

Moore, Haiden), verlangsamt und mindert also in jedem Falle die Erwärmung der Erdoberfläche, da die Gewebe frischer Pflanzen, selbst abgesehen von den in ihnen enthaltenen freien Massen, eine weit grössere Wärmecapacität als die Gesteine und Erdarten haben. Bewachsener Boden kann also schon desshalb durch Insolation nie so heiss werden wie nackter.

2. Die Wassermenge, welche sowohl den vegetirenden Pflanzenkörper grossentheils erfüllt, als auch zwischen den Wurzeln mechanisch festgehalten wird, macht die Vegetationsdecke zu einer Mittelform zwischen Wasser und Trockenboden, und bewachsener Boden sammt seiner Decke nähert sich bezüglich des Ganges seiner Erwärmung und Abkühlung mehr weniger einer Wasserfläche; d. h. das Wassernetz in und unter der Vegetationsdecke für sich nimmt die Wärme langsamer auf und verliert sie auch langsamer als der nackte Boden, gelangt weder zu einem gleich hohen Maximum noch zu einem gleich tiefen Minimum und erreicht sein Maximum wie sein Minimum erst später als der Festboden.

3. Die Oberfläche der grünenden Organe, insbesondere der Blätter, verdampft Wasser, wodurch Wärme gebunden, also Abkühlung erzeugt wird, ähnlich wie an der Oberfläche eines Gewässers; nur ist durch die Vegetationsdecke die Ausdehnung der verdampfenden Oberfläche bedeutend vergrössert im Vergleich zu einer freien Wasserfläche, es kann also aus ersterer mehr Wasser und rascher verdampfen.

Alle diese drei Wirkungen unterstützen sich, bezüglich der Temperatur zur Zeit der Vegetation und Insolation, in dem Sinne, dass die Erwärmung geringer, und bezüglich der Luftfeuchtigkeit, dass dieselbe grösser wird.

Sind die Pflanzen verdorrt oder vermorscht oder verweset, so wirken sie nur mehr durch die Eigenschaften der Pflanzenfaser oder des Moders (Mulms), welche sich denen des humosen Bodens nähern; daher ein reifes Getreidefeld, ein Stoppelfeld, eine dürre Grasnarbe u. s. w., anders zu beurtheilen sind als grünende Felder, Wiesen u. s. w.

Gras- und Krautvegetation.

Schon die tägliche Erfahrung lehrt uns die kühlende und feuchtmachende Wirkung selbst einer niedrigen Vegetationsdecke, wie einer Wiese, Weide oder eines dicht bepflanzten Gartens, auch bei nicht sehr grossem Umfange, und wie diese Wirkung nach dem Vegetationszustande in den verschiedenen Jahreszeiten sich ändert. Im Winter, so lange der nackte Boden sammt den Pflanzen gefroren oder die Vegetationsdecke mit Schnee verhüllt ist, verhält sich eine bewachsene Fläche nicht wesentlich anders als eine kahle.

Beim Aufthauen erhält sich zwischen dem Wurzelfilze der bewachsenen Fläche ein grosser Theil des Wassers, welches bei kahlem Boden entweder oberflächlich abrinnen oder rasch einsickern würde und geht nach und nach durch die Wurzeln in und zwischen die Pflanzengewebe, deren Wachsthum bedingend. Daher liegen über solchen Flächen in jenen Wochen des Frühlings, die auf kahlem Boden schon nebelfrei sind, oft noch lange dichte Nebel, besonders des Morgens und Abends, und Thau und Reif sind daselbst häufige Erscheinungen.

Selbst im Sommer — so lange die Vegetation nicht stille steht — sind Grasflächen weit kühler als die kahle Umgebung, es treten oft je nach der Oertlichkeit noch nächtliche Nebel über denselben auf, und die Luft, welche von dorther auf kahle Stellen hin weht, ist durch ihre niedrige Temperatur und ihre höhere Feuchtigkeit auffallend charakterisirt.

Wo im Spätsommer oder im Herbste die Pflanzen vertrocknen — wie in Steppengegenden — hört die abkühlende Wirkung der Grasflächen auf, und erneuert sich nur dann, wenn Herbstregen die Vegetation wieder in Gang bringen.

Die locale Circulation der Luft über einer besonnten vegetirenden Grasfläche ist bei Tage analog derjenigen über einer Wasserfläche. Dort wie hier muss im einfachsten Falle — wenn nämlich die begrünte Fläche als rings umgeben von kahlem Boden angenommen wird — bei Tage kältere Luft zunächst vom Rande, dann immer mehr vom Mittelpunkte der Fläche her, gegen den luftverdünnten Ring der Umgebung aspirirt werden; hier wird sie erwärmt, steigt in geringe Höhe auf und senkt sich wieder über derselben Fläche, um Ersatz für die abgeflossene Luft zu bieten, er kältet da von neuem, strömt wieder unten ab u. s. w.

Bei Nacht ist der Gang der Luft verschieden von demjenigen über einer Wasserfläche. Da nämlich die Spitzen der Blätter rascher und bedeutender Wärme ausstrahlen als der trockene Boden der hier vorausgesetzten Umgebung, und da von den Stengeln, vom Wurzelgeflechte und vom Boden her nur wenig Wärme nachkommt (indem bei Tage nur wenig dort aufgespeichert wurde), so dauert das Abströmen aus der Grasfläche noch fort, nur in vermindertem Grade, und hört auf, wenn die Differenz gegen die Umgebung zu unbedeutend geworden ist. Nur wenn die Luftfeuchtigkeit eine Nebeldecke über der Grasfläche zur Folge hat, die der weiteren Abkühlung eine Grenze setzt, während die nebelfreie Umgebung sich noch tiefer abkühlt, kann es zur Umkehrung des Kreislaufes kommen.

Da nun Grasflächen während der Vegetationsperiode bei Tag jedenfalls kühler, bei Nacht aber und zur Zeit des Vegetationsschlafes wenigstens im Durchschnitte nicht wärmer, oft aber auch kälter sind als kahler Boden, müssen sie eine Erniedrigung der Tages-, Monats- und

Jahrestemperaturen bewirken. Es müssen ferner die Differenzen der Temperatur auf einer solchen Fläche gemildert werden, da jedenfalls das positive Extrem bedeutend verkleinert, das negative aber im Ganzen nur wenig vergrössert wird. Da ferner solche Flächen einen mehr constanten Wasservorrath enthalten und denselben sehr reichlich verdampfen, müssen sie der darüber lagernden Luft einen gleichmässigeren Dampfgehalt und häufig auch eine grössere relative Feuchtigkeit verleihen.

In dieser Beziehung sind von Dr. Vogel *) belehrende Versuche angestellt worden, indem er unter Anwendung eines Aspirators einmal im Juni und dann im September die Luft über Flächen von verschiedenen Bedeckungsverhältnissen auf ihren Wassergehalt untersuchte.

Die Versuchsreihe im Juni ergab folgendes Verhältniss des Feuchtigkeitsgehaltes, wenn jener des kahlen Brachfeldes = 100 gesetzt wird:

Brachfeld.		Eben abgeblühtes Esparsettfeld.		Hochgrasige Wiese (Timotheusgras, 2' hoch)
100	:	125	:	150

Der Versuch im Herbste wurde mit der Luft über einer kahlen Kiesfläche und über einer abgemähten und stark verdorrten Wiese angestellt. Das Verhältniss der Feuchtigkeitsmengen war:

Kiesfläche.		Gemähte Wiese
100	:	113

Hierdurch wird auch das oben über den grossen Unterschied zwischen frischer und dürrer Vegetationsdecke Gesagte bestätigt.

Ausgedehnte Wiesen und ähnliche begrünte Flächen müssen durch ihre niedrigere Temperatur und ihren höheren nachhaltigen Wassergehalt auch Einfluss auf die Wolkenbildung und die Niederschlagsverhältnisse in der überlagernden Luftsäule, insbesondere zur Zeit der Besonnung oder kurz nach derselben, gewinnen.

Eine solche Luftsäule über der begrünten Fläche muss kühler und feuchter sein, als eine zu gleicher Zeit in gleicher Lage über kahlem Boden befindliche; wenn nun von irgend einer Seite eine feuchtwarme schon der Condensation nahe Luftströmung herankommt oder eine schon stark beladene Wolke die fragliche Luftsäule kreuzt, so wird im ersteren Falle leichter ein Niederschlag eintreten als im zweiten, oder es werden wenigstens die darüber gehenden Wolken im ersteren Falle ihren Sättigungsgrad behalten, während sie im zweiten wenigstens theilweise durch die trockenwarme Luftsäule aufgezehrt werden.

Bei kleineren Flächen wird selbstverständlich diese Wirkung durch die seitlichen Ausgleichungen zwischen benachbarten trockeneren und

*) Zeitschrift d. k. baier. Akad. d. Wissensch. 1868.

feuchteren Luftsäulen nicht entschieden hervortreten; meilenweite Grasländereien, Prairien, Weideflächen, grünende Ackerflächen u. s. w. üben jedoch ohne Zweifel den eben angedeuteten Einfluss.

Was nun den Einfluss auf die Nachbarschaft anbelangt, so ist derselbe hier, wie bei Wasserflächen, auf Erniedrigung der Temperatur und Luftfeuchtigkeit während der wärmeren Jahreszeit gerichtet, involvirt aber auch hier eine Verstärkung der Differenzen bezüglich beider Elemente für dieselbe Jahreszeit, da die abströmende kaltfeuchte Luft zu der warmtrockenen Luft der Umgebung in einem grösseren Gegensatz steht, als wenn diese Quelle kaltfeuchter Luft nicht vorhanden wäre.

Für die kalte Jahreszeit — für den eigentlichen Winter — ist die Nachbarschaft bewachsener Flächen in klimatischer Beziehung ohne wesentliche Bedeutung.

Wald.

Besteht die geschlossene Vegetationsdecke aus Bäumen — Wald — so tritt manche Modification des Einflusses hervor, insbesondere vermöge der tieferen Beschattung des Bodens und des bodenständigen Wurzelgeflechtes und Mooses und der Laubdecke, dann vermöge der Eigenschaften des Holzes der Stämme und Aeste, sowie vermöge des Abstandes der Kronen vom Boden.

Ueber alle diese bedingenden Ursachen sowie über deren Gesammtwirkung auf das Klima des Waldes selbst und seiner Umgebung sind unter Leitung des Professors Ebermayer in Baiern umfassende Beobachtungen angestellt worden, denen wir hier vielfach folgen müssen *).

Waldboden.

Was zunächst den Waldboden anbelangt, so hat derselbe bei dichtem Schlusse der Baumkronen, in allen von Ebermayer beobachteten Tiefen (Oberfläche bis 4 Fuss) eine niedrigere Jahrestemperatur, als der Boden im Freien bei gleichen Tiefen, und zwar betrug der Unterschied im grossen Durchschnitt $1\frac{1}{2}^0$ R. oder, nach den dortigen Verhältnissen, der Waldboden besitzt im Jahresmittel um 21 Procent oder beiläufig $\frac{1}{5}$ weniger Wärme als der nicht bewaldete.

*) Diese auf Kosten der k. baierischen Regierung angestellten Beobachtungen, deren Resultate soeben unter dem Titel: „Die physikalischen Einwirkungen des Waldes auf Luft und Boden,“ Aschaffenburg 1873, veröffentlicht wurden, umfassen zwar bis jetzt für keines der klimatischen Elemente mehr als zwei Jahre (entweder 1868 bis 1869 oder 1869—1870) und für manche Specialfragen nur Ein Jahr, es fehlen also noch vieljährige Mittel; doch eignen sich die erzielten Resultate vermöge der systematischen Anlage der Stationen schon jetzt zu einer wissenschaftlichen Benützung mehr als die bisher über diese Fragen vorliegenden, wenn man nur in jenen Fällen, wo Daten aus zweimaligen täglichen Beobachtungen von bloss 1—2 Jahren offenbar nicht genügen, mit den Schlussfolgerungen noch zurückhält. Das eingehende Studium dieses Werkes ist jedem Freunde der Klimatologie zu empfehlen.

Für die Jahrestemperatur der einzelnen Tiefenschichten fand Ebermayer folgende Percente der im Freien geltenden Jahrestemperaturen:

Oberfläche	1/2 Fuss	1 Fuss	2 Fuss	3 Fuss	4 Fuss
79 %	80·5 %	80 %	78·9 %	78·8 %	78·8 %

Nach Jahreszeiten gesondert ergibt sich selbstverständlich, dass im Sommer, wo die Beschattung und die Verdunstungskälte des Waldbodens am wirksamsten sind gegenüber dem Verhalten auf freiem Boden, die negative Differenz des Waldbodens gegenüber freiem Boden grösser ist als zu allen anderen Jahreszeiten. Eingehendere Erörterungen lassen sich auf nachstehende Tabelle gründen:

Die mittlere Temperatur des Bodens betrug zu den einzelnen Jahreszeiten:

Jahreszeiten	Oberfläche			1 Fuss tief			2 Fuss tief			4 Fuss tief		
	im Freien	im Walde	Differenz	im Freien	im Walde	Differenz	im Freien	im Walde	Differenz	im Freien	im Walde	Differenz
Frühling . . .	7·20	5·26	—2·03	6·02	4·40	—1·62	5·60	4·00	—1·60	4·77	3·58	—1·19
Sommer	15·01	11·88	—3·13	14·05	10·72	—3·33	13·38	9·89	—3·49	11·70	8·53	—3·17
Herbst	7·09	6·08	—1·01	7·64	6·60	—1·04	8·48	7·21	—1·27	9·22	7·63	—1·59
Winter	1·56	1·35	—0·21	1·57	1·71	+0·14	2·31	2·39	+0·08	3·44	3·30	—0·14

Im Frühling ist also der Boden eines geschlossenen Waldes durchgehends kälter als der Ackerboden; der Unterschied ist am grössten an der Oberfläche und nimmt mit der Tiefe ab.

Im Sommer steigert sich nach Ebermayer's Beobachtungen in Baiern dieser Unterschied im Mittel bis zu 3·22° R. und ist am grössten in 2′ Tiefe.

Im Herbste ist diese Differenz wieder kleiner, aber die Temperatur fängt an, in den unteren Schichten wärmer zu werden als in den oberen.

Im Winter endlich hat bewaldeter und nicht bewaldeter Boden beinahe die gleiche Temperatur und ersterer ist in mittleren Tiefen sogar etwas wärmer als letzterer.

Das Gesammtresultat der von Ebermayer zusammengestellten Daten über Waldboden-Temperaturen in Baiern nach Jahreszeiten lässt sich so ausdrücken:

Der Waldboden ist kälter als der nicht bewaldete um folgende Anzahl Grade:

Frühling	Sommer	Herbst	Winter
1·59	3·21	1·22	0·02

Die relative Temperatur des Waldbodens gegenüber einer nicht bewaldeten Fläche beträgt, wenn letztere = 100 gesetzt wird:

Frühling	Sommer	Herbst	Winter
72%	76%	84%	99%

Im Ganzen hat dieses Verhalten des Waldbodens viel Aehnlichkeit mit demjenigen einer Wassermasse.

Was die Bilanz zwischen Wärmeeinnahme und Wärmeabgabe im Boden anbelangt, so kam Ebermayer zu folgenden Resultaten, die freilich nur aus dem Jahre 1868—1869 gewonnen sind:

	Unbewaldeter Boden °R.					Bewaldeter Boden °R.			
	Oberfläche	1'Tiefe	2'Tiefe	4'Tiefe		Oberfläche	1'Tiefe	2'Tiefe	4'Tiefe
Wärme-Einnahme . .	19·35	14·58	12·73	10·61	Wärme-Einnahme . .	15·49	10·88	9·39	7·41
Wärme-Ausgabe . . .	17·56	13·75	12·16	10·02	Wärme-Ausgabe . . .	13·97	10·29	9·06	7·11
Ueberschuss . . .	1·79	0·78	0·57	0·59	Ueberschuss . . .	1·52	0·59	0·33	0·30

Es hat also der Boden nahezu alle Wärme, die er im Sommerhalbjahre empfing, im Winterhalbjahre wieder abgegeben und nur kleine Ueberschüsse behalten.

Stämme und Aeste.

Die Stämme der Bäume, theils aus frischen saftigen, theils aus trockenen Geweben bestehend, gewinnen durch ihre bedeutende Masse gegenüber den Blättern der Krone einen weit grösseren Einfluss auf abgeänderte Wärme-Aufnahme und Abgabe, als diess bei den Stengeln der Gras- und Krautvegetation der Fall ist.

Betrachten wir zunächst die unteren Theile des Stammes im Vergleich mit den oberen, so ergibt sich schon bezüglich der Temperaturquellen der Unterschied, dass die ersteren zu einem grossen Theile ihre Temperatur aus dem Boden erhalten, die letzteren hingegen vorwiegend von der Insolation und der umgebenden Luft beeinflusst werden.

In allen Theilen eines Stammes aber kann der Temperaturgang nur ein ziemlich langsamer sein, weil Rinde und Holz schlechte Wärmeleiter sind. Aus diesem Grunde braucht es also, wie beim Wasser, eine gewisse Zeit, bis die Temperaturänderungen der Luft oder die Wirkung

der Insolation in das Innere des Stammes oder Astes dringen; sie treten also daselbst verspätet und zugleich auch vermindert oder abgeschwächt auf, und im Baume muss also der Temperaturgang weniger extrem, die Gesammtwärme aber geringer sein als in der Luft.

Schon Krutzsch*) hat hierüber sehr zweckmässige Beobachtungen angestellt, deren Resultate, die der Hauptsache nach durch Ebermayer**) bestätigt wurden, wir im Folgenden zusammenfassen:

1. Im Allgemeinen ist der Baum während des Tages kälter, Abends und in der Nacht wärmer als die Luft. (Nach Ebermayer ist letzteres nicht immer der Fall, aber die negative Differenz ist doch wenigstens kleiner.)

2. Nach den einzelnen Jahreszeiten finden zu den verschiedenen Tageszeiten folgende Verhältnisse statt:

Morgens ist im Winter der Baum sowohl im Stamm als in den Aesten wärmer als die Luft, zu den anderen Jahreszeiten dagegen kälter;

Mittags sind Stamm und Aeste zu allen Jahreszeiten kälter als die Luft;

Abends sind die oberen Stammtheile durchschnittlich zu allen Jahreszeiten wärmer als die Luft (an einzelnen Tagen oder Stunden gibt es allerdings auch Ausnahmen); die unteren Stammtheile aber sind nur im Herbst und Winter wärmer, im Frühling und Sommer hingegen kälter als die Luft.

Im Durchschnitt des ganzen Jahres und an ganzen Stammmassen ergibt sich also, was Ebermayer findet, dass nämlich der Baum kälter ist als die umgebende Luft.

3. Die Temperatur des Baumes sinkt nicht bis auf das Minimum der täglichen Lufttemperatur herab, ist aber von demselben um so weniger entfernt, von je geringerem Durchmesser die einzelnen Theile des Baumes sind. Man kann daher annehmen, dass dünne Aeste und Zweige ebenso tief sinken als die Luft.

4. Die Temperatur des Baumes erreicht in den stärkeren Theilen auch nicht das Maximum der täglichen Lufttemperatur und bleibt hinter demselben umsomehr zurück, je stärker der betreffende Theil ist. Da-

*) Untersuchung über die Temperatur der Bäume. Tharander Jahrbuch X. 2. F. III. p. 214—270.

**) Krutzsch stellte seine Untersuchungen mit Kiefer und Ahorn, Ebermayer mit Weisstanne, Fichte, Eiche, Buche und Kiefer, und zwar in verschiedenen Lagen und Höhen, an 6 Stationen an.

gegen können dünnere Aeste und Zweige, wenn sie der Sonne ausgesetzt sind, in Folge ihrer dunkleren Farbe selbst höhere Temperaturen annehmen als das Maximum der Lufttemperatur beträgt.

5. Die täglichen und jährlichen Temperaturschwankungen sind im Baume kleiner als in der Luft, und das ist um so mehr der Fall, je grösser der Durchmesser der einzelnen Theile ist.

6. Die Bäume unterliegen ebenfalls dem nichtperiodischen Temperaturwechsel der Luft, der in den schwächeren Theilen fast ebenso gross ist als an der Luft, während er in den stärksten Theilen gar nicht mehr merkbar ist.

7. Die Wärmeleitungsfähigkeit ist bei verschiedenen Baumarten verschieden, so z. B. leitet die Kiefer fast doppelt so schnell als der Ahorn.

Baumkronen.

Die Laubkronen der Bäume verhalten sich, so lange sie vegetiren, aus den gleichen Gründen im Ganzen wie das Blatticht niedriger Vegetationsdecken (Wiesen, Kleeäcker etc.); werden also für sich allein bei Tag stets eine niedrigere, bei Nacht wenigstens keine höhere (bisweilen ebenfalls eine niedrigere) Temperatur als die kahle Umgebung, daher auch niedrigere Tages-, Monats- und Jahresmittel haben, geringere Extreme aufweisen, überdiess die absolute und relative Feuchtigkeit der dazwischen und darüber befindlichen Luft vergrössern.

Im Ganzen haben die Beobachtungen Ebermayer's zwar dieses Resultat auch bestätigt, nur folgende untergeordnete Modificationen herausgestellt, die von den Wirkungen abhängen, welche vom Boden, von den Stämmen und von der unter den Kronen zwischen den Stämmen befindlichen Luft abhängen.

Die Abkühlung der Blätter (Abends, bei Nacht und im Winterhalbjahr) wird verlangsamt durch den Einfluss der von den Stämmen ausgehenden, im Vergleich zur freien Luft noch etwas höheren Temperatur, wodurch die innere Waldluft sowie die unteren Blattschichten der Kronen länger warm erhalten werden als das Blatticht niedriger Vegetationsdecken und die obersten (äussersten) Blätterschichten der Kronen. Es gibt daher kurze Zeiträume sowohl in heiteren Nächten des Sommerhalbjahres als auch Tag und Nacht im Winter, während deren die Luft in den Kronen und folglich auch die unmittelbare Lufthülle der Kronen ein wenig wärmer ist als die freie Luft. Im Uebrigen gelten von den Kronen die schon oben wiederholten Eigenthümlichkeiten der Vegetationsdecken überhaupt.

Ebermayer fand in dieser Beziehung folgende Resultate:

Abweichungen der Temperatur der Luft in den Baumkronen gegen jene der freien Luft.

Tageszeit der Beebachtung	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November
Morgens 8h . . .	+0·06	−0·93	−0·19	−0·01	−0·01	−0·46	−0·86	−0·89	−0·73	−0·94	−0·04	+0·44
Abends 5h . . .	+0·14	−0·47	−0·11	−0·51	−0·45	−0·79	−0·99	−1·07	−0·96	−0·87	−0·10	+0·03
Mittel	+0·07	−0·70	−0·15	−0·25	−0·23	−0·62	−0·93	−0·98	−0·84	−0·68	−0·07	+0.23

Gesammtwirkung des Waldbodens, der Holztheile und Kronen auf die Luftcirculation.

Vergegenwärtigen wir uns nun den Gang der Temperatur und der Feuchtigkeit im Walde unter dem eben geschilderten Einflusse des Waldbodens, der Stämme und der Kronen.

Im Sommerhalbjahre findet die aufgehende Sonne stark abgekühlte Baumkronen, unter denen wärmere (durch die nachhaltige Stammwärme und die gehinderte Ausstrahlung vor rascherer Abkühlung bewahrte) feuchte Luft und ein im Verhältniss zu dieser Luft kühlerer Boden liegt. Die Kronen erwärmen sich allmälig, aber langsamer und nie so stark wie trockene feste Körper und beginnen reichlicher Wasser zu verdampfen; die Stämme und die Luft zwischen denselben nehmen die Wärme noch langsamer an, werden auch schon wegen der Beschattung durch die Kronen weniger oder auch gar nicht beschienen und gelangen daher nur zu mässiger Temperaturerhöhung; am Boden findet die geringste und am meisten verspätete Erwärmung statt; die immerhin steigende Temperatur bewirkt eine zunehmende Verdampfung von Wasser aus dem Waldboden, und die untere Waldluft wird daher reicher an Wasserdampf. In diesem Sinne geht die Erwärmung und Verdampfung fort bis gegen Abend.

Diese Schichtung der Waldluft — unten weniger warm und mehr feucht, oben mehr warm und weniger feucht — dauert nicht immer ganz ungestört fort, da bei ruhigem heiteren Wetter die kühlere schwerere Waldluft das Bestreben erhält, nach aussen abzuströmen, wo wärmere leichtere Luft aspirirend wirkt. Der Wald wird dadurch, so wie eine Wasserfläche, zum Ausgangspunkte divergirender localer Winde. Die abgeströmte Waldluft, welche den Feuchtigkeitsgehalt der Umgebung erhöht, wird ausser dem Walde stärker erwärmt, steigt auf und senkt

sich über dem Walde wieder, da derselbe, nachdem das Abströmen der Luft aus seinen unteren Partien begonnen hat, wieder seinerseits durch den damit verbundenen momentanen und localen Abgang an Luft aspirirend auf die oberen Luftschichten wirkt. Es beginnt also der schon mehrfach erwähnte verticale Kreislauf, welcher eine Mischung der Luftschichten herbeiführt, ohne jedoch das oben geschilderte Verhältniss der unteren und oberen Waldluft zur Luft der umgebenden unbewaldeten Stellen wesentlich zu ändern.

Wenn dann Abends im Allgemeinen die Ausstrahlung (Abkühlung) zu überwiegen beginnt, sind es zunächst wieder die äusseren Blätterschichten der Kronen, welche daran Theil nehmen; erst später kommen die Stämme an die Reihe, welche durch das Dach der Kronen mehr oder weniger von rascher und bedeutender Ausstrahlung abgehalten werden, endlich auch der Waldboden. Die innerhalb des Waldes, sei es von den Stämmen, oder vom Boden, oder selbst von den unteren Blätterschichten ausgehenden Wärmestrahlen kehren immer wieder theilweise nach dem Innern des Waldes zurück, da sie von den Stämmen, Aesten und nächsten Blätterschichten zum Theile reflectirt werden, wodurch die Abkühlung im Walde sich bedeutend verlangsamt. So kommt es, dass es im Walde noch warme Luft gibt, während es aussen schon viel kälter ist, dass ferner die wärmere Waldluft aufsteigt, und, an den schon stark erkalteten obersten Blattschichten angekommen, ihren reichlichen Wassergehalt zu Nebel condensirt. Erst gegen Morgen ist die Abkühlung auch im Innern des Waldes beträchtlicher, nie aber so stark geworden als in der waldlosen Umgebung, die des Schutzes der Kronen und der Wärmequelle des Stammholzes entbehrt; und daher besteht Nachts bis zum Morgen ein Bestreben der äusseren dichteren Luft in den Wald hinein zu strömen und die vom Walde aufsteigende wärmere Luft zu ersetzen, die dann wieder aussen niedersinkt, so dass der Kreislauf, der bei Tage stattfand, umgekehrt wird.

Man würde übrigens sehr irren, wenn man glaubte, dass die beiden oben angedeuteten Formen der Luftcirculation selbst im Sommerhalbjahre wirklich Tag und Nacht hindurch unterbrochen stattfinden. Solche locale Strömungen entwickeln sich vielmehr nur bei sonstiger Windstille, wenn keine der mächtigeren Luftströmungen (z. B. der Polar- oder Aequatorialstrom, ein nordatlantischer NW. in Mitteleuropa u. s. w.) herrscht. Jeder mächtigere von aussen kommende Wind hebt die locale Circulation auf.

Abänderung von Luftströmungen im Walde.

Betrachten wir nun das Verhalten des Waldes im Sommerhalbjahre zu Luftströmungen, die, sei es bei Tag oder bei Nacht, entweder über den Wald hinstreifen oder durch denselben gehen.

Während unter dem Einflusse der Insolation vom nicht bewaldeten Boden trockenere und wärmere Luftsäulen aufsteigen, die oft im Stande sind, herbeigeführte Wolken aufzuzehren oder feuchte Luftströmungen in ein der Condensation ferneres Stadium des Feuchtigkeitszustandes zu versetzen, fällt diese Wirkung bei den über dem Walde lagernden Luftschichten sowohl bei Tag als bei Nacht weg; bei Tag, weil sie kühler und feuchter, bei Nacht, weil sie wenigstens feuchter sind. Es werden also tiefgehende Wolken und condensationsnahe Luftströmungen über dem Walde im Fortschreiten ihrer Condensation oder im Fallenlassen von Niederschlägen nicht aufgehalten, d. h. es muss wenigstens bei Tage oft vorkommen, dass es über dem Walde regnet, während Wolken von gleichem Condensationszustande über waldlosem Lande keinen Niederschlag fallen lassen.

Diese Wirkung des Waldes ist also nur negativ, d. h. er bewirkt nicht Regen, sondern hindert nur denselben nicht. Selbstverständlich können diese Wirkungen nur bei grossen Waldcomplexen deutlich messbar und von praktischer Bedeutung werden, während bei kleineren isolirten Wäldern die seitliche Ausgleichung der Luftsäulen schon in geringen Höhen den Einfluss der Waldluft verwischt.

Die Luft, welche durch den Wald streicht, nimmt, wenn sie vorher trocken war, Wasserdampf auf und verlässt also den Wald jedenfalls wasserreicher und Nachts, sowie an kalten Frühlings- und Herbsttagen, auch relativ feuchter, zu Niederschlägen mehr geneigt. War die Luft vorher schon feucht, so wird sie im Sommerhalbjahre beim Durchstreichen durch den Wald am Tage jedenfalls ihrer Condensation näher gebracht als sie im Freien war, bei Nacht aber nicht nothwendig relativ feuchter, weil die Aufnahme von Wasserdampf mehr oder weniger durch die höhere Temperatur des Waldes compensirt werden kann.

Es kann also keinem Zweifel unterliegen, dass im Sommerhalbjahre über und an grossen Waldcomplexen öfter Niederschläge fallen müssen als bei sonst gleichen Umständen auf kahlem, ja selbst auf begrüntem Lande mit niedriger Vegetationsdecke.

Im Winterhalbjahre, oder besser gesagt, zu jener Zeit, wo die Insolation und folglich auch die Beschattung und die Verdampfung am wenigsten wirksam ist, tritt auch der Einfluss des Waldes auf die innere und äussere Luft so sehr zurück, dass er keine so grosse Bedeutung für die Temperatur- und Feuchtigkeitszustände wie im Sommerhalbjahre besitzt. Nur die geringere winterliche Abkühlung, besonders in Nadelwaldungen, deren Aesticht auch im Winter einen Schirm gegen die Ausstrahlung bildet, ist von Wichtigkeit; Nadelwaldungen vermindern daher beide halbjährige Temperaturextreme, während dieses bei Laubwaldungen nur vom sommerlichen Extreme gilt.

Numerische Daten über das Waldklima.

Nach den vorangeschickten genetischen Betrachtungen über die Eigenthümlichkeiten des Waldklimas sollen nun auch Zahlen aus Ebermayer's mehrerwähntem Werke den Gang der Temperatur und der Luftfeuchtigkeit im Walde zeigen.

Numerische Daten über den Gang der Lufttemperatur im Walde, verglichen mit jener im Freien.

Solche Daten besitzen wir nach Ebermayer aus den 8 baierischen Hauptbeobachtungsstationen, jedoch leider nur für 10 Monate des Jahres 1868 und 2 Monate des darauffolgenden Jahres 1869, so dass es noch keine Mittel der Zeit nach, sondern nur Mittel aus verschiedenen Oertlichkeiten sind.

Da jedoch diese Beobachtungen vollständiger angelegt sind als alle früheren, glauben wir diesen, wenngleich nur einjährigen Daten, den Vorzug vor einer Sammlung anderer älterer zerstreuter Aufzeichnungen geben zu sollen.

Mittel aus 8 Stationen in Baiern, für je ein einziges Jahr.

Monate	Temperatur der Luft im Freien	Temperatur der Luft im Walde	
	in 5′ Höhe	in 5′ Höhe	in den Baumkronen
1868			
März	+ 3·10	+ 2·12	+ 2·52
April	+ 6·19	+ 5·04	+ 6·21
Mai	+15·25	+13·22	+14·29
Juni	+15·20	+13·12	+13·94
Juli	+15·59	+13·58	+14·44
August	+15·42	+13·71	+14·30
September	+13·48	+11·95	+12·71
October	+ 6·72	+ 6·27	+ 6·43
November	+ 0·40	+ 0·65	+ 0·79
December	+ 3·03	+ 2·51	+ 3·12
1869			
Januar	— 1·73	— 1·91	— 1·43
Februar	+ 4·15	+ 3·42	+ 3·89

Die Folgerungen, welche der genannte Verfasser aus diesen Daten zieht, lassen sich kurz in Folgendem zusammenfassen:

In den Wäldern war die mittlere Jahrestemperatur der Luft in 5′ Höhe etwas geringer als im Freien bei gleicher Lage, zwar in verschiedenem Grade je nach der Elevation (an höher gelegenen Orten die Differenz grösser), überall jedoch unverkennbar, und im allgemeinen Mittel um etwa 10%. In den Kronen war die Differenz ein wenig kleiner. Da sich der Waldboden um beiläufig das Doppelte kälter erwies als der Boden im Freien, ergibt sich, dass die Beschattung von oben und das Wassernetz des Bodens in Combination mit der Wärmecapacität des letzteren in demselben eine etwa doppelt so grosse Wirkung hervorbringen, als die nach oben abnehmende und theilweise durch die Stammwärme compensirte Beschattung der Luftschichten.

Nach den einzelnen Jahreszeiten betrachtet, ergab sich im Winter bei Tag keine entschiedene Differenz zwischen Wald- und äusserer Luft, bei Nacht aber war die Waldluft entschieden wärmer zu Folge der verminderten Ausstrahlung.

Im Frühling war die Waldluft bei 5′ Höhe um ½ bis 1½° R., durchschnittlich um 1·02° R., in den Kronen nur um 0·34° kälter als im Freien; in höheren Lagen war die Differenz der Waldluft gegen jene im Freien viel grösser als an niedrig gelegenen Orten, wahrscheinlich wegen des dort im Walde länger liegen bleibenden Schnees. Laub- und Nadelholzwaldungen machten nur in den Mitteln der Tagestemperatur einigen Unterschied, indem bei ersteren die Beschattung erst gegen Ende des Frühlings mit der Belaubung eintrat, bei letzteren hingegen stets in gleicher Weise vorhanden war.

Im Sommer, also während der Hauptvegetationszeit, waren die negativen Differenzen der Waldluft überall am grössten und betrugen im grossen Durchschnitte 1·68° R.; in der Baumkrone war die Temperatur um 0·75° R. höher als in 5′ Höhe, aber immer noch kälter als im Freien.

Der Waldboden war um 3·22° kälter als unbewaldeter Boden, also doppelt so stark beeinflusst als die Waldluft.

Durch Ausrodung von grossen Waldungen würde also in unseren Breiten die mittlere Tagestemperatur der Luft und noch mehr des Bodens erhöht, und die rasche Austrocknung des letzteren befördert.

Im Herbste wurde der Einfluss des Waldes wieder geringer. Bei Tage war die Waldluft nur mehr um 0·45° kälter, bei Nacht sogar wärmer und im Ganzen um 0·24° R. wärmer als im Freien.

Der Einfluss des Waldes auf die Abstumpfung der Extreme wird durch nachstehende Zahlen ersichtlich:

Mittlere tägliche Temperatur-Maxima.

Standort	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November
Im Freien . . .	4·69	0·67	7·20	5·80	9·00	18·92	18·94	19·92	18·98	18·65	10·38	2·85
Im Walde . . .	4·19	0·16	6·55	4·84	8·26	16·74	16·19	16·36	15·81	16·34	9·12	2·73
Differenz	—0·50	—0·51	—0·65	—0·96	—0·74	—2·18	—2·75	—3·56	—3·17	—2·31	—1·26	—0·12

Mittlere tägliche Temperatur-Minima.

Standort	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November
Im Freien . . .	—0·71	—6·38	—0·56	—1·63	+1·26	+6·31	+6·85	6·71	7·27	3·93	1·97	—3·58
Im Walde . . .	+0·17	—5·13	+0·14	—1 23	+1·20	+7·17	+7·82	8·66	8·92	6·56	3·52	—2·02
Differenz	0·88	1·25	0·70	0·40	0·06	0·86	0·97	1·95	1·65	2·63	1·54	1·56

Die absoluten Maxima betrugen im Freien 23·30° bis 31·30°, im Walde 21·80° bis 27·30° R., die absoluten Minima im Freien — 14·00° bis 23·50° R., im Walde — 13·30° (?) bis — 20·50° R.

Im grossen Durchschnitte waren die Differenzen der absoluten Temperaturextreme im Walde um 3·22° R. geringer als im Freien; am stärksten trat die Wirkung des Waldes in den wärmsten Monaten hervor, wo an einzelnen Stationen die grössten beobachteten Temperatur-Schwankungen im Walde um 7 bis 8° R. geringer waren als im Freien.

Die nächtliche Abkühlung war bei der Nachtluft geringer als bei der Luft im Freien

im	Winter	um	0·94°
„	Frühling	„	0·42
„	Sommer	„	1·52
„	Herbst	„	1·91

Vergleicht man die absoluten Einwirkungen des Waldes auf die täglichen Temperaturextreme, so ergibt sich nach Ebermayer's Daten: Im Sommerhalbjahre (März bis incl. August) ist der Einfluss des Waldes auf die höchste Tagestemperatur 2—3 mal grösser als auf die tiefste Nachttemperatur, und im Winterhalbjahre wirkt umgekehrt der Wald auf das Minimum der Nachttemperatur stärker ein, als auf das Maximum der Tagestemperatur.

Durch grössere Entwaldungen müsste demnach das Klima in unseren Breiten excessiver werden; in den wärmeren Monaten (Mai bis October) würde die höchste Temperatur am Tage im grossen Durchschnitte um 2½°, im Juli sogar um mehr als 3° R. steigen, das Minimum der Nacht-

Dunstdruck in Pariser Linien im Freien und im Walde.
(Mittel aus 7 Vergleichungs-Stationen.)

Tageszeit	December im Freien	December im Walde	Januar im Freien	Januar im Walde	Februar im Freien	Februar im Walde	März im Freien	März im Walde	April im Freien	April im Walde	Mai im Freien	Mai im Walde	Juni im Freien	Juni im Walde	Juli im Freien	Juli im Walde	August im Freien	August im Walde	September im Freien	September im Walde	October im Freien	October im Walde	November im Freien	November im Walde	Jahr im Freien	Jahr im Walde
Morgens 8 Uhr . .	2·26	—	1·35	—	2·18	2·31	2·04	2·02	2·56	2·49	4·69	4·62	4·93	4·81	5·23	5·16	5·12	4·96	4·18	4·13	3·05	3·10	1·77	—	—	—
Abends 5 Uhr .	2·29	2·42	1·67	1·69	2·49	2·57	2·11	2·18	2·61	2·72	4·84	5·07	5·23	5·17	5·47	5·58	5·27	5·52	4·63	4·85	3·38	3·49	1·92	1·97	—	—
Mittel . .	2·27 [1]	2·42	1·51	1·69 [2]	2·34	2·44	2·08	2·10	2·58	2·60	4·77	4·84	5·08	4·99	5·35	5·35	5·20	5·24	4·39	4·49	3·21	3·29	1·87	1·97	3·39 [3]	3·45 [3]

Relativer Feuchtigkeitsgehalt der Luft in % im Freien und im Walde.
(Mittel aus 7 Vergleichungs-Stationen.)

Tageszeit	December im Freien	December im Walde	Januar im Freien	Januar im Walde	Februar im Freien	Februar im Walde	März im Freien	März im Walde	April im Freien	April im Walde	Mai im Freien	Mai im Walde	Juni im Freien	Juni im Walde	Juli im Freien	Juli im Walde	August im Freien	August im Walde	September im Freien	September im Walde	October im Freien	October im Walde	November im Freien	November im Walde	Jahr im Freien	Jahr im Walde
Morgens 8 Uhr . .	87·71	—	84·69	—	83·44	90·43	84·78	86·78	82·75	84·41	72·68	82·15	74·91	84·61	77·04	86·20	79·38	86·09	79·83	86·46	90·28	93·50	88·31	—	82·15	86·74
Abends 5 Uhr . .	86·50	92·04	85·12	91·07	77·79	84·50	77·67	82·38	71·14	78·06	60·73	70·23	66·63	75·65	67·12	78·12	65·88	76·57	62·48	73·52	87·11	90·81	87·74	91·42	74·33	82·86
Mittel . .	87·06	92·16 [4]	84·91	88·68	80·61	87·46	81·21	84·57	76·94	81·23	66·71	76·18	70·77	80·10	72·08	82·15	72·89	81·33	71·16	79·99	88·69	92·15	88·32	91·68 [4]	78·45	84·81

[1]) Im Original steht 2·29, was aber mit den obigen Ziffern nicht stimmt.

[2]) Im Original steht 1·62, was zwar aus den obigen Ziffern nicht resultirt, vielleicht aber durch Interpolation gefunden wurde.

[3]) Ebermayer hat nur diese Jahresmittel, welche allerdings mit den Monatsmitteln stimmen; dagegen fehlen bei ihm die Jahresmittel für 8 Uhr und 5 Uhr, und wenn man diese berechnet, stimmen sie nicht mit den allgemeinen Mitteln.

[4]) Da hier die Morgenbeobachtungen fehlen, ist das Mittel wahrscheinlich durch Interpolation gewonnen.

temperatur im Mittel um 1·6° sinken; in den kälteren Monaten würde die höchste Tagestemperatur im allgemeinen Mittel nur um 0·58° R. zunehmen, die niedrigste Nachttemperatur aber um nahezu 1° R. (genauer 0·80°) sinken.

Numerische Daten über die Feuchtigkeitsverhältnisse im Walde.

(Verglichen mit jenen im Freien.)

In Beziehung auf dieses klimatische Element entnehmen wir aus Ebermayer's Resultaten die Zusammenstellung, welche die vorhergehende Seite (294) einnimmt.

Nach diesen Daten war das Jahresmittel des absoluten Feuchtigkeitsgehaltes der Luft oder des Dunstdruckes im Walde (3·45 Par. Lin.) nur um ganz wenig grösser als im Freien (3·39 Par. Lin.). Auch in den einzelnen Jahreszeiten ergab sich kein entschiedenes Vorwiegen des Wassergehaltes der Waldluft gegenüber der Luft im Freien; der Dunstdruck betrug nämlich in Pariser Linien:

	Im Freien	Im Walde	Differenz
Im Winter	2·05	2·16	+ 0·11
„ Frühling	3·14	3·18	+ 0·04
„ Sommer	5·21	5·20	— 0·01
„ Herbst	3·16	3·25	+ 0·09

Da die im Walde aufgespeicherten Wasservorräthe nur dann einen höheren Wassergehalt der Luft hervorbringen können, wenn auch die Temperatur der Waldluft eine höhere ist und dadurch eine reichlichere Verdampfung verursacht wird, und da ferner die Luftströmungen einen Austausch bewirken, so kann dieses Resultat im Allgemeinen nicht gerade verworfen werden. An einzelnen Tagen, oder auch während mehrtägiger Zeiträume zu den wärmeren Tagesstunden, wird sich übrigens ohne Zweifel auch ein höherer Dunstdruck in der Waldluft, besonders aber in jener, die den Wald verlässt, nachweisen lassen, wenn man diese Frage noch genauer verfolgen wird *).

*) Dieser Gegenstand gehört zu jenen, welche durch bloss zweimalige tägliche Ablesungen nicht hinreichend ins Klare gesetzt werden können. Gerade die Mittagsstunden, in denen eine Erhöhung des absoluten Wassergehaltes gewiss häufig eintritt, fallen ausserhalb der Ablesungszeit. Auch ist zu bedenken, dass Baiern und insbesondere die gewählten Stationen nicht gerade die günstigsten Bedingungen zu vergleichenden Beobachtungen über die Feuchtigkeitsverhältnisse der Waldluft und der Luft waldfreier Gebiete darbieten, weil eben Baiern so waldreich ist und auch die unbewaldeten Stellen der Beobachtungsstationen doch ganz nahe dem Walde liegen, also keinen entschiedenen Gegensatz zum Walde darstellen können, sondern vielmehr selbst theilweise Waldluft haben. Gerade diese Frage der Vermehrung des absoluten Feuchtigkeitsgehaltes der Luft durch den Wald ist eine der allerwichtigsten; von ihrer Lösung hängt alles Weitere, was sich auf Modification der Feuchtigkeits- und Niederschlagsverhältnisse einer Gegend durch den Wald bezieht, ab; denn wenn der Wald die Luft nur relativ feuchter macht, so wird diese, nachdem sie den Wald ver-

Eine nähere Beleuchtung der Frage, ob die Waldluft einen höheren absoluten Wassergehalt habe oder nicht, liegt in den Daten über die Mengen von Wasser, welche im Walde sowohl von freien Flächen als aus feuchtem Boden verdampfen. Auch in dieser Beziehung liegen Beobachtungsdaten von Ebermayer vor.

Die Verdunstungsgrösse einer freien Wasserfläche im Walde betrug nur folgende Procente der im Freien stattfindenden:

Im Jahre	Decemb.	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Septemb.	October	Novemb.	Jahr
1869	39	44	62	38	47	39	33	38	33	35	44	44	41·33
1870	60	60	—	55	42	47	40	33	29	30	46	62	46·63

Der Jahresdurchschnitt der Verdunstungsgrösse von freien Wasserflächen war nach dieser Quelle im geschlossenen Walde 2·7 mal kleiner als ausser dem Walde. Nach den einzelnen Jahreszeiten ergab sich als Verdunstungsmass pr. Par. Quadratfuss:

Jahreszeiten	Im Freien	Im Walde	Daher im Walde weniger um
	Pariser Cubikzoll		
Winter	313·45	110·56	64%
Frühling	907·63	390·67	57%
Sommer	1223·30	428·54	64·9%
Herbst	610·74	203·18	66·7%

lassen, durch die äussere höhere Temperatur wieder so relativ trocken wie früher und es kann daher höchstens im Walde selbst vermöge der kühleren Temperatur desselben ein Niederschlag erfolgen, der sonst an diesem Orte nicht erfolgt wäre, die Umgebung erfährt aber dadurch keine Beeinflussung ihrer Feuchtigkeits- und Niederschlagsverhältnisse. Wenn der Wald an die Atmosphäre nicht mehr Wasser abgäbe als eine kahle Steppe, so hätte er gar keine wesentliche Bedeutung für die Feuchtigkeitszustände seiner Umgebung; das ist denn aber doch schon a priori nicht anzunehmen, und die weniger deutlichen Resultate kommen in diesem Falle sicherlich daher, dass man in Baiern eigentlich Waldluft mit Waldluft, nicht Waldluft mit Haide- oder Steppenluft vergleichen kann, und dass gerade jene Stunden unbeobachtet gelassen wurden, zu denen die Bereicherung der Luft an Wasserdampf am deutlichsten nachgewiesen werden dürfte. Genaue Prüfung der verschiedenen Winde vor und nach ihrem Durchgange durch den Wald, dann Prüfung der Luft über den Kronen auf ihren Wassergehalt würde entscheidende Resultate liefern.

Die Verdunstung war daher zwar auch im Walde im Sommer 4mal so stark als im Winter, aber im Walde zu allen Jahreszeiten 2—3mal (um obige 64%) geringer als auf freiem Felde, obgleich man annehmen sollte, dass im Winter, wo die Temperatur des Waldes sich fast gar nicht von jener der freien Luft unterscheidet, im Walde nahezu ebenso viel Wasser verdampfen sollte wie im Freien. Ebermayer hält dafür, dass der Grund dieser anscheinenden Anomalie darin liege, dass die Verdampfung weit mehr von der Luftbewegung als von der Temperatur abhänge.

Diese Frage scheint übrigens noch näherer Erörterung und vor Allem noch länger fortgesetzter Specialbeobachtungen zu bedürfen.

Ueber die Verdunstung aus dem Boden gewann Ebermayer folgende Daten:

Aus einem stets mit Wasser capillarisch gesättigten, $^1/_2$' tiefen Boden wird etwas mehr Wassergas an die Luft abgegeben als von einer gleich grossen Wasserfläche und es verdampften in den Sommerhalbjahren (April bis September) 1869 und 1870 folgende Wassermengen pr. Pariser Quadratfuss in Par. Cubikzoll:

	Im Freien	Im Walde ohne Streudecke	Im Walde mit Streudecke
1869	2195·60	845·08	313·71
1870	2174·10	848·99	353·37

Aus alledem ist ersichtlich, dass der Einfluss des Waldes auf Verminderung der Verdampfung weitaus am grössten ist, noch viel bedeutender als auf die Temperaturerniedrigung und auch grösser als auf die relative Feuchtigkeit. Die Erhaltung nachhältiger Mengen von Wasser ist daher die mächtigste Wirkung des Waldes.

Kommen wir nun auf die Frage der absoluten Feuchtigkeit der Waldluft zurück, so haben wir dafür aus dem so eben über die Verdampfung Gesagten folgende nähere Anhaltspunkte gewonnen: Es verdampft zwar im Walde weniger Wasser als gleichzeitig im Freien; aber es verdampft aus ersteren immerhin eine nicht unbeträchtliche Wassermenge, die nicht in die Luft übergehen könnte, wenn sie nicht im Boden und in den Pflanzen vorräthig wäre, d. h. wenn nicht Wald, sondern an dessen Stelle eine kahle dürre Fläche vorhanden wäre. Die Luft empfängt also vom Walde, obgleich dieser nur langsam Wasser abgibt, doch solches, nur nicht so viel, als wenn an der Stelle des Waldes eine Wasserfläche oder eine freie Moorfläche vorhanden wäre.

Es ist ferner klar, dass, wenn von aussen reichlicher trockene warme Luft in den Wald eindringen würde, auch mehr Wasser aus dem Waldboden und den Waldpflanzen verdampfen und die Luft wasserreicher

machen müsste; daraus folgt aber unmittelbar, dass eine grosse ununterbrochene Waldfläche an die Luft weniger Wassergas abgibt als eine von waldlosen Strecken unterbrochene; denn in der ersteren fehlen die in den Wald eindringenden Luftströmungen, welche das Wassercapital des Waldes in die Luftcirculation überführen könnten, während im zweiten Falle sowohl locale als allgemeine Luftströmungen, welche über den stark erwärmten kahlen Zwischenstrecken sich selbst erwärmt haben, so oft sie durch einen Wald weiterziehen, um so mehr Wassergas aufnehmen, je mehr sie vorher erwärmt wurden *).

Ein angemessener Wechsel von Wald und freier Fläche befördert also die Bereicherung der Luft mit Wassergas mehr als weite ununterbrochene Waldgebiete.

Der relative Wassergehalt der Waldluft erwies sich durchgehends höher als jener der Luft im Freien, und zwar um 3 bis 9 Procent (durchschnittlich um 6 %); an hoch gelegenen Orten war er stets grösser als in den Niederungen, und übertraf auch denjenigen der freien Luft um einen höheren Betrag, gerade so wie es auch bei den Temperaturen beobachtet wurde.

Nach den einzelnen Jahreszeiten ergab sich:

Standort	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
Im Freien	84·19	74·96	71·92	82·72
Im Walde	89·43	80·66	81·20	87·94
Differenz	5·24	5·70	9·28	5·22

Den Wald macht daher zu allen Jahreszeiten, am meisten aber im Sommer, die darin befindliche Luft feuchter.

Im heissesten Monat (Juli) war die Waldluft sogar durchschnittlich um 10·07 %, im Januar hingegen nur um 3·77 % feuchter als im Freien.

Die täglichen Schwankungen der relativen Luftfeuchtigkeit waren im Walde entschieden geringer als im Freien; stets aber war die Waldluft Morgens bedeutend feuchter als in den Nachmittagsstunden.

*) Das gilt natürlich nicht von der oben erwähnten localen Luftcirculation, die niemals wärmere Luft in den kälteren Wald von unten einführen könnte, sondern von solchen Luftströmungen, die aus einer Aspiration höherer Ordnung entstanden sind und, nach ihrem Zielpunkte hin strebend, Wälder ebenso wie freie Flächen durchziehen. Da gerade diese Strömungen häufiger sind als die nur selten rein zu Stande kommenden Circulationserscheinungen, ist ihre verschiedene Beeinflussung durch freies Land und Wald von wesentlicher Bedeutung.

Der relative Feuchtigkeitsgrad wurde nämlich Morgens 8 Uhr um folgende Percente grösser gefunden als um 5 Uhr Nachmittags.

Standort	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November
Im Freien . .	1·21	−0·84	5·65	7·11	11·61	11·95	8·28	9·92	13·50	17·35	3·17	0·57
Im Walde . . .	—	—	5·93	4·40	6·35	11·92	8·96	8·08	9·52	12·94	2·69	—

Endlich zeigte sich der Einfluss des Waldes auf die Luftfeuchtigkeit fast in allen Monaten, besonders aber vom April bis September, in den Nachmittagsstunden grösser als Morgens; im Juli z. B. betrug die Differenz des relativen Feuchtigkeitsgehaltes der Luft zwischen Wald und Freiem Nachmittags 5 Uhr durchschnittlich 11%, Morgens 8 Uhr dagegen nur 9·16%.

Numerische Daten über die Niederschläge im und ausser dem Walde.

Hier sind zwei Fragen zu unterscheiden; erstens: wie verhält sich die Niederschlagsmenge, welche bis auf den Boden eines normal geschlossenen Waldes gelangt, zu jener, welche in den Kronen hängen bleibt?

Zweitens: welchen Einfluss hat die Anwesenheit des Waldes auf die Häufigkeit und Menge des Niederschlages, sei es im Waldgebiete selbst, sei es in der Umgebung?

Nur die zweite Frage ist von klimatologischem Interesse — die erste berührt mehr den Waldbau *).

*) Nach Ebermayer's Beobachtungen (4 Jahre) werden durch die Kronen der Bäume in normal geschlossenen Wäldern durchschnittlich 26% der fallenden Niederschlagsmengen zurückgehalten und gelangen nur 74% auf den Boden; und zwar im Kiefernbestand 66%, im Fichtenbestand 72—73%, im Buchenbestand, der im Winter kahl ist, 78—83%. Nach Jahreszeiten gesondert war das Resultat:

Art der Bestände	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
Kiefernbestände	62	64	69	68
Fichtenbestände	71—77	67—68	68—73	73—79
Buchenbestände	75—86	70—83	67—84	73—82

Gerade über die erste Frage aber geben die Beobachtungen der bairischen Stationen keine concludenten Ziffern, und zwar aus demselben Grunde, den wir bereits oben bezüglich der absoluten Feuchtigkeit geltend gemacht — weil nämlich Baiern so viel Wald hat, dass man nirgends den Gegensatz eines grossen Waldcomplexes gegen eine ringsum liegende grosse waldlose Fläche findet *). Wir können also den theoretischen Erörterungen, die bereits im Abschnitte „Abänderung von Luftströmungen im Walde“ enthalten sind, und die in den beiden folgenden Abschnitten („Hauptcharakter des Klimas im Walde“ und „Einfluss des Waldes auf das Klima seiner Umgebung“) fortgesetzt werden, numerische Daten aus den bairischen Stationen nicht an die Seite setzen.

Hauptcharakter des Klimas im Walde.

Nach allem Vorausgegangenen ist es wohl nicht schwierig, die Frage zu beantworten, worin die Eigenthümlichkeiten des Waldklimas bestehen.

Das Klima des Waldes selbst (auch die kleineren waldfreien Strecken, Thäler, Becken etc. innerhalb grosser Waldcomplexe mit inbegriffen) muss sich von jenem des unbewaldeten, besonders aber des ganz kahlen oder wenigstens nicht mit geschlossener Vegetationsdecke versehenen Landes durch niedrigere und weniger excessive Temperatur, besonders im Sommerhalbjahre, nach unserer Ansicht (vergl. die Anmerkung pag. 295) je einige Stunden zur heissen Jahreszeit auch durch grösseren absoluten Wassergehalt, jedenfalls durch weit grössere Saturation, folglich durch grössere Neigung zu wässerigen Niederschlägen im Sommerhalbjahre, unterscheiden.

Einfluss des Waldes auf das Klima seiner Umgebung.

Es erübriget noch die Frage, wie der Wald auf das Klima seiner Umgebung wirke?

Im Grossen und Ganzen ist diese Wirkung analog derjenigen einer Wasserfläche auf ihre Umgebung. Wie die Wasserfläche über ihre Grenzen hinaus nur durch die Luftströmungen wirken kann, welche entweder von ihr eingeleitet oder beim Darüberziehen modificirt werden, so auch der Wald. Ohne Luftwechsel kann — wie es auch die tägliche Erfahrung lehrt — neben einem kühlen feuchten Walde eine Haide, Strasse

*) Ebermayer selbst sagt hierüber (pag. 203): „Leider ist es uns bis jetzt nicht möglich, die theoretisch festgestellten Wirkungen des Waldes auf die Vertheilung und Menge der Niederschläge ziffermässig zu erhärten, denn die Terrainverhältnisse Baierns sind hiezu nicht geeignet. Es sollte ein grösserer Waldcomplex auf allen Seiten von freiem Lande umgeben sein, so dass auf letzterem in verschiedenen Radien und Entfernungen vom Walde aus Regenmesser aufgestellt werden können. Norddeutschland dürfte hiezu mehr geeignet sein als Baiern.“

u. s. w. stundenlang heiss und trocken bleiben; aber wenn der Gegensatz zu gross wird, beginnt eben jene Luftcirculation, von der wir schon wiederholt gehandelt, und es mildert sich einerseits die trockene Hitze der Haide oder Strasse, andererseits verliert der Wald etwas an Kühle und Saturation. Ebenso ist es auch im Grossen der Fall, wenn Waldgebiete mit waldfreiem Lande wechseln.

Kleinere Enclaven des letzteren im ersteren erhalten ein fast unverändertes Waldklima; je grösser die waldlosen Strecken gegenüber den bewaldeten sind, desto weniger reicht der Wald hin, um ihr Klima zu modificiren; jedenfalls aber findet an den Grenzen des Waldes auf eine noch nicht näher bekannte Entfernung — die natürlich nach der Lage und mancherlei anderen selbstverständlichen Bedingungen sehr verschieden sein wird — eine Beeinflussung des Klimas statt und zwar: 1. durch die vom Walde erzeugten, zur Zeit der sommerlichen Insolation nach dem freien Lande gehenden localen Strömungen kühlerer feuchterer Waldluft, 2. durch die Modification, welche die allgemeinen weiterher kommenden Winde beim Durchgang durch den Wald erleiden. Worin diese Modificationen bestehen, ist nach dem bereits Gesagten fast selbstverständlich.

Eine kalte Polarströmung, die beispielsweise etwa im Mai einfällt, wird in dem mittlerweile schon erwärmten Walde einigermassen erwärmt und erhält grössere Feuchtigkeit, kommt also jenseits des Waldes weniger kalt und trocken an; eine mit Feuchtigkeit beladene Luftströmung, die zur wärmeren Jahreszeit am kühleren Walde anlangt, lässt daselbst Niederschläge fallen, die sonst suspendirt geblieben wären, und kommt desshalb jenseits des Waldes trockener an — ähnlich wie Winde, die an Gebirgskämmen ihre Feuchtigkeit zum Theile abgesetzt haben, jenseits derselben (im Regenschatten) trocken auftreten u. s. w. Jedenfalls besteht die klimatische Wirkung des Waldes auf seine Umgebung in einer mit zunehmender Entfernung mehr und mehr abgeschwächten Mittheilung seines eigenen klimatischen Charakters, nämlich geringerer Extreme und nachhaltigerer Feuchtigkeit, und zwar auffallender im Sommerhalbjahre als im Winterhalbjahre.

Wenn die Umgebung oder die Nachbarschaft des Waldes vermöge ihrer Terrainverhältnisse, ihres Bodens, ihrer Vegetation u. s. w. einen grossen Gegensatz zu der bewaldeten Gegend bildet, so kann in einer gewissen Entfernung vom Walde durch diesen das Klima einen mehr veränderlichen und zu Extremen mehr geneigten Charakter erhalten als wenn der Wald nicht vorhanden wäre — wie wir dieses schon bezüglich des Einflusses der Gebirge auf ihre Nachbarschaft gezeigt haben. So würde z. B. eine theils kahle, theils mit Feldern bedeckte Ebene in der gemässigten Zone zur Sommerszeit zwar die bekannten Extreme zwischen

Tag und Nacht zeigen, aber die einzelnen Tagesmittel würden durch längere Zeit einander sehr nahe gleichen. Liegt aber ein bewaldetes Hügelterrain an einer solchen Ebene, so kommen zu den regelmässigen Temperaturwechseln der Ebene noch diejenigen, welche durch die Luftströmungen vom Walde her verursacht werden, und überdiess werden Gegensätze in der Luftfeuchtigkeit eintreten, die sonst innerhalb der Ebene nicht stattgefunden hätten. Denn die Nachbarschaft des Waldes bietet Anlass, dass trockenwarme mit feuchtkalten Winden wechseln, was ein grösserer Gegensatz ist, als wenn — wie es in der blossen Ebene der Fall wäre — trockenwarme mit trockenkalten Winden abwechseln *).

Ebenso wie das freie Land durch den Wald, wird auch der letztere vom ersteren beeinflusst; denn die Luftströmungen, welche zur Zeit, wo der Wald wärmer ist — (also vorzugsweise im Sommerhalbjahre Nachts) — in den Wald hineinziehen, besonders aber die über trockenes Land gegen den Wald hin kommenden allgemeinen Winde machen den Wald trockener, oft auch wärmer, jedenfalls weniger wirksam, und ein kleiner Wald verschwindet bezüglich seiner klimatischen Wirkung gegen ein weites waldloses Gebiet ebenso, wie eine kleine kahle Enclave gegen den Wald.

Kann durch Bewaldung oder Entwaldung das Klima geändert werden?

Die vielfach ventilirte und in verschiedenem Sinne beantwortete Frage, ob ausgedehnte Entwaldungen oder Bewaldungen das Klima eines Landes wesentlich verändern können, beantwortet sich, wenn die vorhergegangenen Erörterungen richtig sind, ohne Schwierigkeit.

Für jene Flächen selbst, auf denen die Entwaldung oder Bewaldung stattfindet, unterliegt es keinem Zweifel, dass eine solche Veränderung und in welchem Sinne dieselbe stattfinden müsse. Was aber die Umgebung des Waldgebietes anbelangt, so kann auch für dieselbe, als Folge der so eben angeführten durch die Luftströmungen bedingten Wirkungen, die auch nicht ohne Einfluss auf die Monats- und Jahresmittel der Temperatur, der Luftfeuchtigkeit und des Niederschlages bleiben, eine bestimmte Gesammtwirkung auf das Klima grosser Länder nachgewiesen werden. So sind die alten Culturländer Persien, Palästina, Griechenland, Sicilien, Spanien seit ihrer Entwaldung mehr oder weniger verödet, und

*) Bezüglich der Temperaturschwankungen in geringeren und grösseren Abständen vom Walde hat P. la Cour in der Tidsskrift for Physik og Chemie IX. Beobachtungen aus Jütland veröffentlicht, die 24 Tage lang (28. Juni—21. Juli) angestellt waren. Es ergab sich dabei, dass die tägliche Temperaturschwankung im Walde 4·08—4·88°, ganz nahe am Waldrande 4·4—5·5° und 200—400 Fuss vom Walde entfernt 5·6—6° R. betrug.

zwar nicht so sehr wegen Verminderung der Jahressummen der Niederschläge, als vielmehr durch die ungünstige Vertheilung der Regenfälle auf die Jahreszeiten. Da nämlich der Einfluss des Waldes auf Erhöhung der relativen Luftfeuchtigkeit und auf Vermehrung der verschiedenen Niederschlagsformen im Sommer am grössten ist, bewahrt er seine Umgebung vor Austrocknung gerade zu jener Zeit, in welcher diese Gefahr für die Vegetation am grössten ist. Auf waldlosem Gebiete hingegen werden insbesondere im Bereiche der vorwiegenden Frühlings- und Herbstregen sehr häufig die weniger wasserbeladenen Wolken der letzten Frühlings- und der ersten Herbstwochen ganz aufgezehrt oder doch nicht zu Niederschlägen veranlasst, und so beginnt die regenlose Zeit früher und endet später, als es eigentlich nach der Vertheilung der regenbringenden Luftströmungen nothwendig wäre. Die Verlängerung der Dürreperioden in der Provinz der Aequinoctialregen ist also eine ganz entschieden verhängnissvolle Wirkung der Entwaldungen und könnte durch Wiederbewaldung behoben werden.

Aber auch im Gebiete der Sommerregen ist eine ähnliche Wirkung nicht zu verkennen. Zahlreiche leichtere Sommerregen, die über bewaldetem oder doch begrüntem Lande niederfallen würden, werden über kahlem Lande durch den aufsteigenden Luftstrom verhindert. In dem Einflusse auf die Vertheilung des Regens besteht hauptsächlich die Rolle des Waldes.

Man muss sich übrigens, um den Einfluss der Vegetationsflächen, insbesondere der Wälder, auf die atmosphärische Feuchtigkeit vom Standpunkte des Naturhaushaltes richtig zu beurtheilen, erinnern, dass weder der Wald noch irgend eine wasserhaltige Substanz der Erde, und eben so wenig das Meer oder irgend eine Wasserfläche, wie wir bereits angedeutet haben (pag. 279), den Gesammtwassergehalt der Atmosphäre vermehren kann, sondern dass umgekehrt alle diese erst dadurch entstanden sind, dass sie der Atmosphäre Wasser entzogen haben, wovon sie ihr nur in kleinen Antheilen zeitweise wieder Einiges zurückerstatten. Das ganze Wasser der Vegetation ist festgehaltenes Atmosphärewasser; damit nur überhaupt Wald entstehen kann, muss zu allererst die Atmosphäre Wasser liefern und besteht der Wald, so zieht er durch das Wachsen seiner Bäume noch immer mehr Wasser aus der Luft. Je mehr Wälder also entstehen, desto mehr Wasser wird der Atmosphäre entzogen, und je mehr Wälder man lichtet, desto mehr Wasser wird durch Verdampfung und Verbrennung an die Luft zurückgegeben.

Es ist also ausser aller Frage, dass der Wald den Wasserreichthum der Atmosphäre im Ganzen nicht vermehren kann, sondern im Gegentheil Massen von Atmosphärewasser, welches durch warme Luft dem Meere entnommen wurde, der Luft wieder entzieht. Dieses im Wald

aufgespeicherte Wasser kann jedoch örtlich und zeitlich den Wassergehalt gewisser Luftströmungen vermehren, wenn nämlich trockene Winde den feuchten Wald durchziehen. Während daher der Wald trockene Winde mit Wassergas bereichert (absolut feuchter macht), entzieht er feuchten Winden Wasser und speichert es auf; er regulirt also haushälterisch die Extreme des absoluten Feuchtigkeitsgehaltes der Luft, und das ist die wesentlichste Rolle des Waldes in klimatischer Beziehung.

Klimatische Modificatoren dritter Ordnung.

Betrachten wir, wie die Localeinflüsse einzelner Standorte wirken, so finden wir hauptsächlich folgende Effecte:

1. Jeder Standort ist zunächst beeinflusst durch alle jene Modificatoren, welche von seiner Lage im Welttheile und im Landstriche oder Gebiete abhängen, und die wir bereits betrachtet haben (Einflüsse der allgemeinen Lage);

2. überdiess durch Verhältnisse untergeordneter Art, welche diesen Standort von anderen selbst innerhalb des gleichen Gebietes unterscheiden (Localeinflüsse).

Diese letzteren Einflüsse, mit denen wir uns hier beschäftigen, sind

a) theils solche, die vom betreffenden Punkte selbst,

b) theils andere, die von der Nachbarschaft abhängen.

Einflüsse des Standortes selbst.

Elevation und Exposition.

Hieher gehört vor Allem die Höhenlage des Standortes, worüber jedoch nichts anderes zu sagen ist, als was bereits für die Höhenlagen überhaupt gesagt wurde.

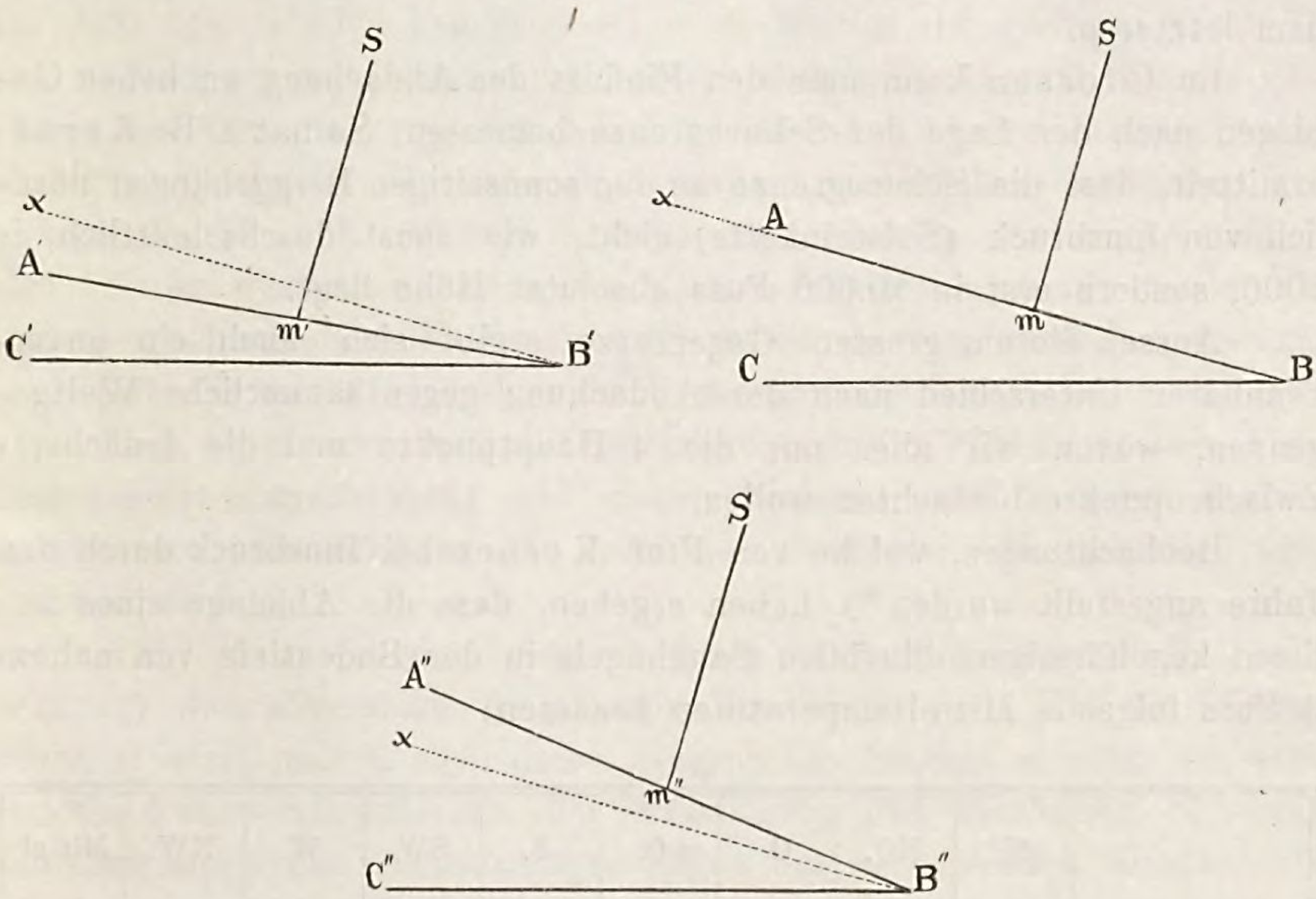
Ganz speciell zu den Eigenthümlichkeiten des einzelnen Standortes aber gehört seine Exposition, welche einen sehr bedeutenden Einfluss auf seine Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse übt.

Der grösste Gegensatz ist zunächst jener zwischen sonnseitigen und schattenseitigen Gehängen.

In Graden des Thermometers und Percenten der Feuchtigkeit lässt sich der Unterschied nicht genau ausdrücken, weil dieser mit dem Grade der Neigung und nach verschiedenen Nebenumständen sehr wechselt.

Im Allgemeinen nimmt bei sonnseitigen Gehängen die Intensität der Erwärmung bei Tage desto mehr zu, je mehr sich der Neigungswinkel demjenigen nähert, bei welchem die mittlere Richtung der Sonnenstrahlen senkrecht auf die Gehängeflächen geht; ist die Neigung

grösser, so wird die Erwärmung bei Tage wieder geringer. Da aber anderseits auch die nächtliche Ausstrahlung das Klima eines Standortes beeinflusst, und diese desto grösser ist, je mehr die ausstrahlende Fläche sich der horizontalen nähert, so sind die sonnseitigen Gehänge in verschiedenem Grade excessiv. Wir wollen nur drei Fälle betrachten, zwischen denen die meisten anderen wirklich vorkommenden inne liegen.



A B, A′ B′ und A″ B″ seien drei Gehängeflächen unter der gleichen geographischen Breite, so dass die mittlere Besonnungsrichtung Sm, Sm′ Sm″ für alle die gleiche ist. Senkrecht auf diese Richtung stehe nur die Fläche AB, während A′B′ weniger (um den Winkel A′ B′ x) und A″B″ mehr (um den Winkel A″ B″ x) geneigt ist.

Die Fläche AB wird bei Tage die grösste Erwärmung unter allen dreien erfahren und bei Nacht weniger Wärme verlieren als A′ B′, aber mehr als A″ B″; letztere wird am wenigsten bei Tag erwärmt, aber auch am wenigsten bei Nacht erkältet; A B ist also am wärmsten und von mittlerer Excessivität, A′ B′ etwas weniger warm und mehr excessiv, A″ B″ am wenigsten warm aber auch am wenigsten excessiv. A′ B′ wird also am leichtesten Thau haben, in A B wird er am schnellsten, in A″ B″ am langsamsten trocknen.

Bei schattenseitigen Gehängen nimmt die Intensität der Erwärmung, aber auch jene der nächtlichen Abkühlung stetig mit jedem Grade der Neigung ab; es nähert sich also ihr locales Klima immer mehr einem gleichmässig kühlen und die umgebende Luft wird immer ziemlich feucht

bleiben, der Boden selbst zwar desto weniger Niederschläge behalten, je steiler die Neigung ist, aber dann auch die einmal angenommene Nässe desto langsamer durch Wiederverdampfung verlieren.

Alle diese Verhältnisse gelten natürlich von einem kleinen Hügel ebenso, wie von einem grossen Berge; nur werden bei ersterem die von den Seiten her kommenden Nebeneinflüsse, insbesondere aber die leichter zutretenden Winde, die obigen Gesetze leichter und öfter stören als bei dem letzteren.

Im Grossen kann man den Einfluss der Abdachung an hohen Gebirgen nach der Lage der Schneegrenze bemessen. So hat z. B. Kerner ermittelt, dass die Schneegrenze an den sonnseitigen Berggehängen nördlich von Innsbruck (Solsteinkette) nicht, wie sonst durchschnittlich, in 8000, sondern erst in 10.000 Fuss absoluter Höhe liegt.

Ausser diesem grossen Gegensatze ergibt sich auch ein unverkennbarer Unterschied nach der Abdachung gegen sämmtliche Weltgegenden, wovon wir aber nur die 4 Hauptpunkte und die 4 nächsten Zwischenpunkte betrachten wollen.

Beobachtungen, welche von Prof. Kerner bei Innsbruck durch drei Jahre angestellt wurden *), haben ergeben, dass die Abhänge eines isolirten kegelförmigen diluvialen Sandhügels in der Bodentiefe von nahezu 3 Fuss folgende Mitteltemperaturen besassen:

	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.	Mittel
Mittel aus 3 Jahren .	9·42	10·55	11·25	12·65	12·66	12·71	12·17	10·17	11·45
Abweichung vom Mittel	−2·0	−0·9	−0·2	+1·2	+1·2	+1·3	+0·7	−1·3	—
Mittlere jährl. Schwankung	13·5	14·5	17·1	17·2	16·5	13·9	15·5	13·5	15·2

Die wärmste Exposition also war SW. und die übrigen nahmen ab in folgender Ordnung: S., SO., W., O., NW., N.

Dass die Südwest-Exposition im Allgemeinen die wärmste ist, erklärt sich hauptsächlich aus zwei Gründen. Erstens ist die Erwärmung des Bodens durch Insolation bei sonst gleichen Umständen desto bedeutender, je mehr der Boden schon vorher getrocknet und erwärmt war; nun hat aber die auf die mittägige zunächst folgende Exposition, nämlich eben SW., länger als die vorhergehenden (SO. und S.) Zeit gehabt sich

*) Ueber Wanderungen des Maximums der Bodentemperatur. Zeitschrift für Meteorologie VI. Band, pag. 65 ff.

von Thau und Regennässe zu trocknen und die Tageswärme anzunehmen, und wenn dann die Sonne dorthin kommt, ist sie zwar schon etwas niedriger, aber doch noch hoch genug, um auf die länger vorgewärmte und getrocknete Bodenfläche mehr Wirkung hervorzubringen, als selbst in der südlichen Exposition.

Zweitens wirkt die Insolation nach Mittag trotz des niedrigeren Sonnenstandes kräftiger als vorher auch desshalb, weil die Saturation der Luft (die relative Feuchtigkeit) nach Mittag viel geringer ist als in den vorhergegangenen Stunden *), daher auch weit weniger Wärme absorbirt, so dass die von der Nachmittagssonne beschienenen (südwestlich exponirten) Gehänge eine weniger geschmälerte Insolation geniessen als die nach SO. und S. exponirten. Erst in den Abendstunden, also bei der westlichen und nordwestlichen Exposition, treten wieder die entgegengesetzten Verhältnisse entscheidender hervor, nämlich bedeutend niedrigerer Sonnenstand und zugleich zunehmende Saturation.

Aber ausser der Insolation gewinnen auch die Winde grossen Einfluss auf die Expositionen; und dieser Einfluss kann so gross werden, dass dadurch die Wirkung der Insolation theilweise oder zeitweise aufgehoben wird.

Wenn in irgend einer Gegend durch locale Einflüsse (z. B. Thalrichtung) der allgemeine feuchtkühle Westwind in die Südwestrichtung gedrängt wird, und in eben dieser Gegend am häufigsten weht, so werden die früher betrachteten, der Erwärmung und Trocknung günstigen Einflüsse durch den übermächtigen Effect des herrschenden Windes aufgehoben, und ein solches Südwestgehänge kann dann kühler und feuchter sein, als West- und Nordwestgehänge.

Ebenfalls aus dem Einflusse der Luftströmungen ist es zu erklären, warum in Mittel-Europa die östlichen und südöstlichen Gehänge, ungeachtet sie nicht die wärmsten, doch die trockensten sind. Sie werden nämlich von den bei uns trockensten Winden bestrichen und sind gegen den bei uns feuchtesten Wind sowie gegen den Anfall der Westregen geschützt.

Herrscht nun in einer Gegend ein trockener Ost oder Südost vor, so kann sein Einfluss gross genug werden, um die südöstlich exponirten Gehänge wärmer zu machen als die südwestlichen. Bei Innsbruck hat Prof. Kerner **) beobachtet, dass aus eben diesem Grunde dortselbst die Südwestgehänge nicht das ganze Jahr hindurch die wärmsten bleiben, sondern im Sommerhalbjahre von den Südostgehängen übertroffen werden.

*) So z. B. ergibt sich aus den Beobachtungsdaten von Kremsmünster, dass in den fünf Stunden nach Mittag durchschnittlich um beinahe 10% weniger Luftfeuchtigkeit vorhanden ist als in den entsprechenden 5 Stunden vor Mittag.

**) Zeitschrift d. österr. Gesellsch. f. Meteorologie 1871, pag. 69 ff.

Es folgt hieraus die Regel, dass man bei der Beurtheilung der klimatischen Bedeutung irgend einer Abdachung sich nicht mit den theoretischen Voraussetzungen begnügen dürfe, welche bloss die Lage gegen die Sonne im Auge behalten, sondern dass man wesentlich auch mit den local herrschenden Winden, ihren charakteristischen Eigenschaften und ihrem Effecte sich vertraut machen müsse.

Bodenbeschaffenheit.

Eine andere Quelle von Abweichungen in den localen Klimaten, sowohl horizontaler Ebenen als der Gehänge, ist die Beschaffenheit des Bodens. Heller, dichter, feuchter oder gar sumpfiger Boden erwärmt sich, wie schon aus dem Abschnitte über die Wärme bekannt, weniger als dunkler, lockerer, trockener; und dieser Einfluss wird oftmals so bedeutend, dass er den von der Exposition herrührenden überwiegt. Zwar wird bei uns ein Nordgehänge mit dunklem lockeren und trockenen Boden dennoch nicht wärmer werden, als ein Südgehänge mit hellem, bindigen und feuchten Boden; aber bei den nach O., SO., S., SW. und W. exponirten Gehängen können bloss durch die Natur ihres Bodens die Rollen der Expositionen mannigfach verwechselt werden. Alle oben angegebenen Normen gelten also nur unter der Voraussetztnng der gleichen Wärmecapacität des Bodens.

Einige auffallende Beispiele nach eigenen Beobachtungen des Verfassers mögen hier Platz finden.

Am 20. Juli 11^h Vormittags, an einem seit 7^h Morgens ununterbrochen besonnten Platze bei Fiume (Thermometerkugel an die betreffenden Steine oder Erdoberfläche angelegt, nicht eingesenkt) wurde beobachtet:

Oberfläche glatter, heller Kalksteine	+ 30·2° R.
Fester, rother, ockeriger Thonboden	+ 33·2° R.
Lockerer, rother, ockeriger Thonboden	+ 35·0° R.
Verdorrte Grasnarbe auf demselben Boden	+ 35·0° R.
Frische, niedrige aber dichte Grasnarbe	+ 26·0° R.
Schwarzgrauer Sandboden	+ 40·0° R.

Am selben Tage 12^h Mittags.

Oberfläche glatter, heller Kalkstein	+ 32·0° R
Lockerer, rother, ockeriger Thonboden	+ 38·0° R.
Verdorrte Grasnarbe auf demselben	+ 37·0° R.
Frische Grasnarbe .	+ 27·0° R.
Schwarzgrauer Sandboden	+ 46·0° R.

Abends nach Sonnenuntergang, nach vollständig heiterem Tage:

Oberfläche glatter, heller Kalksteine	+ 21·0° R.
Rothe ockerige Thonerde	+ 22·2° R.
Dürrer Rasen auf demselben Boden	+ 18·0° R.
Frischer Rasen daselbst	+ 18·4° R.
Schwarzgrauer Sandboden	+ 21·0° R.

Zwichen dem hellen Kalkboden und dem rothen Thonboden war also ein bedeutender Unterschied, ebenso wie zwischen dem letzteren und dem dunkelgrauen Sandboden; die dürre Grasnarbe verhielt sich fast ebenso wie der Boden, auf dem sie stand; die frische Rasendecke verminderte die Erwärmung; der dunkle Sandboden verlor am Abende seine Wärme rascher als der rothe Thonboden, so dass ihre Temperaturen nach Sonnenuntergang gleich standen, obwohl der erstere zur Mittagszeit um 6° R. wärmer war als der letztere.

Da nun die Lufttemperatur wesentlich von derjenigen des Bodens abhängt, ist es augenfällig, wie an nahe benachbarten Punkten zu gleicher Zeit ziemlich bedeutende Abweichungen in dem Gange und dem Betrage der Temperatur und folglich auch der relativen Feuchtigkeit der unteren Luftschichten stattfinden müssen, so dass derartige Localeinflüsse, besonders wenn natürliche oder künstliche Scheidewände eine Ausgleichung durch seitliche Luftströmungen verhindern oder erschweren, oft in allernächster Nähe zwei oder mehrere ziemlich verschiedene Localklimate, besonders hinsichtlich der Temperatur, bestehen können.

So erklärt es sich, dass ein ummauerter nicht zu weiter Garten mit dunkler Erde unter hohen Breitegraden Pflanzen des Südens reift, während umgekehrt im Süden Europa's einzelne Stellen z. B. mit nasskaltem Boden und viel Schatten eine Vegetation wie an den Wald- oder Moorrändern des nördlichen Deutschland zeigen.

Bedeutend ist auch der Einfluss langdauernden Schattens in engen Schluchten, Hohlwegen oder zwischen Mauern, sowie des Laubdaches der Wälder, wovon auch in kleinen enge begrenzten Localitäten der Hauptsache nach dasselbe gilt, was schon früher von den Modificationen durch beschattete Thäler und durch Wälder gesagt wurde.

Das Gegenüberstehen reflectirender steiler Gehänge oder Wände vermag ebenfalls die Temperaturverhältnisse eines bestimmten Standortes wesentlich zu beeinflussen.

Einflüsse der Nachbarschaft.

Was die von der Nachbarschaft herrührenden Bestimmungsstücke für das Klima eines einzelnen Standortes anbelangt, so sind sie ganz

analog den schon für grössere Ländergebiete angeführten. Eine ähnliche Rolle, wie das Meer für ganze Welttheile und Länder, spielt ein kleineres Gewässer, ein See, Fluss, selbst ein Teich oder ein Moor, für die an seinen Ufern gelegenen Standorte.

Geringere Temperaturextreme, daher gemilderte Sommerhitze, etwas geringere Winterkälte, weniger Unterschied zwischen Tag und Nacht, grössere Luftfeuchtigkeit, daher insbesondere reichlichere Nebel und Thauniederschläge zwischen Abend und Morgen, grössere Ruhe der Luft wegen der grösseren Gleichmässigkeit — das sind Charaktere, welche den nächsten Umgebungen der oben genannten wässerigen Ausbreitungen zukommen — allerdings in sehr verschiedenem Grade und auf grössere oder geringere Entfernungen, je nachdem die wasserreiche Fläche selbst mehr oder weniger ausgedehnt ist. Ueber diese Grade und diese Ausdehnungen sind bisher noch sehr wenige entscheidende Beobachtungen angestellt worden, so dass ziffermässige Normen zur Bemessung jener Nachbarschafts-Einflüsse noch nicht gegeben werden können.

Eine wichtige Gruppe der Nachbarschafts-Einwirkungen bilden die ganz localen Winde, welche durch benachbarte Berge mit oder ohne Schnee, durch ausmündende Thäler oder durch benachbarte Wälder nach denselben Gesetzen eingeleitet werden und verlaufen, die wir als im Grossen geltend bereits abgehandelt haben. Solche locale Winde, die für ein ganz beschränktes Gebiet entweder das ganze Jahr hindurch oder zu bestimmten Jahres- und Tageszeiten nach den bekannten Gesetzen sehr häufig eintreten, in der Regel aber nur kurz dauern (weil ihr Motiv sich bald erschöpft) gewinnen für das Leben und Treiben der Bevölkerung einige Bedeutung, müssen aber in der Klimatologie wohl von den allgemeinen Luftströmungen erster und zweiter Ordnung unterschieden werden, wozu freilich bloss dreimalige tägliche Beobachtungen nicht genügen, sondern entweder Autographen oder eine nach den Jahreszeiten wechselnde Häufigkeit der Beobachtungen erforderlich wären.

Es ergibt sich aus demjenigen, was hier über die klimatischen Modificatoren dritter Ordnung gesagt wurde, wie sehr selbst innerhalb eines kleinen Gebietes, ja selbst in einer und derselben Ortschaft, solche locale Einflüsse den Gang der klimatischen Elemente und die Anzeigen unserer Instrumente abzuändern im Stande sind und wie der Landwirth nicht weniger als der Meteorologe veranlasst sein sollten, auch kleinere Abschnitte jedes Gebietes und alle localen Eigenthümlichkeiten einer Beobachtungsstation genau in's Auge zu fassen, weil die localen Verhältnisse beträchtlich von den durchschnittlichen der Umgegend abweichen und daher auch umgekehrt die letzteren gar nicht richtig festgestellt werden können, wenn nicht die Rolle der einzelnen Beobachtungspunkte ganz im Detail bekannt und in Betracht gezogen ist. So ist z. B. jeder Ort, der nahe an

der Ausmündung eines Thales, am Ufer eines grossen Flusses, am Fusse eines bedeutenderen Berges liegt, nicht geeignet, um aus den daselbst gesammelten Beobachtungen über herrschende Winde, Temperatur und Luftfeuchtigkeit Schlüsse auf das Klima einer weiteren Umgebung zu ziehen; und innerbalb eines Gebirgslandes, wo man eben keine anderen als solche von Localeinflüssen beherrschte Stationen finden kann, darf man nur aus einer sehr grossen, in natürliche Gruppen gesonderten Anzahl von Stationen allgemeinere Gesetze für das ganze Gebirgsland abstrahiren.

Klimatographie.

Klimatische Gebiete.

Die Klimatographie hat die Aufgabe, das Klima der ganzen Erde oder einzelner grösserer oder kleinerer Gebiete zu beschreiben, und kann selbstverständlich das erstere nur durch das letztere leisten. Eine zweckmässige Auswahl und Begrenzung der zu beschreibenden Gebiete ist daher vor Allem wichtig.

Dass man hiebei nicht die Länder nach ihren politischen Grenzen vornehmen kann, ist wohl ohne Weiteres einleuchtend; man muss, um systematisch zu verfahren, zunächst das Klima der grössten klimatischen Abschnitte, der Zonen nämlich, und dann der innerhalb jeder Zone noch weiter unterscheidbaren grösseren und kleineren natürlichen, nach Gesichtspunkten der Meteorologie festzusetzenden Gebiete beschreiben. Dieses ist jedoch nur möglich, wenn man vorher das Klima möglichst vieler typischer Stationen kennt, deren beobachtete Eigenthümlichkeiten erst die festen Anhaltspunkte und numerischen Daten zur richtigen Unterscheidung und Charakterisirung klimatischer Gebiete (Provinzen, Kreise, Bezirke u. s. w.) geben.

Dass heutzutage solche Daten für alle Welttheile, wenngleich in sehr verschiedener Ausdehnung und von verschiedenem Werthe vorliegen, ist bekannt und es fehlt daher nicht an der Grundlage für klimatographische Schilderungen.

Die Feststellung klimatischer Gebiete innerhalb einer und derselben Zone hat jedoch immerhin noch bedeutende Schwierigkeiten.

Es ist zwar im Allgemeinen nicht zweifelhaft, dass es Gebiete gibt, deren Klimate von einander deutlich geschieden sind; aber wie weit die Eigenthümlichkeiten einer Gegend gehen sollen und wie gross die Verschiedenheit derselben von der Nachbarschaft sein müsse, um zur Aufstellung eines eigenen klimatischen Gebietes zu berechtigen, ob diese Unterschiede sich auf alle oder auf einige und auf welche klimatische

Elemente zu beziehen haben, das kann Gegenstand wissenschaftlichen Streites sein und ist heute noch nicht durch scharf gefasste Principien entschieden.

Zwei Anhaltspunkte sind es, welche einige Erleichterung hiebei gewähren: erstens der Gang der herrschenden Luftströmungen, von denen innerhalb einer und derselben Zone hauptsächlich der Gang aller klimatischen Elemente abhängt; zweitens der Vegetations-Charakter, welcher als deutliche Wirkung, als sichtbares und greifbares Abbild des klimatischen Getriebes gelten kann, so dass man aus wesentlichen Aenderungen des Vegetations-Charakters auf wesentliche Verschiedenheiten des Klimas zurückzuschliessen sich erlaubt.

Das letztere Auskunftsmittel ist thatsächlich schon häufiger angewendet worden als das erstere, und wir besitzen verschiedene Werke und Karten, auf denen entweder die ganze Erde oder bestimmte Theile ihrer Oberfläche in natürliche Gebiete nach dem Charakter der Vegetation (Vegetationsgebiete, Florengebiete) getheilt erscheinen. Das neueste ist Grisebach's „Vegetation der Erde nach ihrer klimatischen Anordnung“ *); eine der wichtigsten pflanzengeographischen Arbeiten unserer Zeit.

Wenn wirklich alle bedeutenderen klimatischen Eigenthümlichkeiten sich auch durch scharf markirte Aenderungen im Hauptcharakter der Vegetation ausprägten und wenn zweitens solche Aenderungen nur vom Klima allein abhingen, dann könnte der Klimatologe nichts besseres thun, als die Vegetationsgebiete des Pflanzengeographen auch von Vornherein als klimatische Gebiete zu adoptiren und innerhalb ihrer Grenzen nach dem Verhalten der klimatischen Elemente zu forschen.

So ganz ohne Weiters geht aber dieses doch nicht an, und zwar desto weniger, je mehr man in's Detail, in mehr untergeordnete Eintheilungen sich einlässt.

Wenige Beispiele werden dieses klar machen. Quer durch den ganzen östlichen (alten) Continent, beiläufig zwischen dem 45. und 65. Grade nördlicher Breite, also vom atlantischen Gestade bei Bordeaux, Cork, Bergen, bis an den ochotskischen Golf des stillen Oceans und Kamtschatka, herrscht, in grossen Zügen betrachtet, ein und derselbe Vegetations-Charakter der grossen Laub- und Nadelwälder mit sommergrünen Laubbäumen, insbesondere Buchen, Eichen, dann mit Fichten, Tannen, Föhren, Lärchen; mit vollem Recht fasst Grisebach als Pflanzengeograph dieses ganze Gebiet als „Waldgebiet des östlichen Continentes“ zusammen.

*) Leipzig, 1872. 2 Bände mit einer colorirten Karte.

Der Klimatologe aber erinnert sich, und Grisebach selbst erinnert daran, dass im Osten dieses Gebietes der extremste Continentaltypus (Jakuzk mit jährlicher Temperaturschwankung von 76·5° R.), im Westen der entschieden oceanische Typus des Klimas (die westeuropäischen Stationen haben meist eine jährliche Temperaturschwankung von nur 25—45° R.) herrscht; dass die Verhältnisse der Luftfeuchtigkeit und des Niederschlags so verschieden als möglich nicht nur an Quantität, sondern auch an Vertheilung über das Jahr sind; dass die jährliche Vegetationsperiode in Jakuzk nur drei, in Bordeaux acht Monate dauert, und dass diese beiden Stationen, ziffermässig betrachtet, in klimatischer Beziehung nichts mit einander gemein haben, als die gleiche Mitteltemperatur der Vegetationsperiode, indem die 3 Vegetationsmonate bei Jakuzk ebenso wie die 8 Vegetationsmonate bei Bordeaux ein Gesammtmittel von nahezu + 13° haben (Jakuzk + 13·2°, Bordeaux + 13·9° R.).

Sollen wir nun desswegen, weil diese beiden so sehr verschiedenen Stationen innerhalb jenes pflanzengeographisch ganz wohl begründeten Vegetationsgebietes liegen, auch als Klimatologen annehmen, dass sie zu einem und demselben klimatischen Gebiete gehören? Das meinen weder die Pflanzengeographen, noch weniger also dürfen wir ohne Weiters hierauf eingehen. Vielmehr müssen wir festhalten, dass, wenn zwischen Jakuzk und Bordeaux die gleichen Baumgeschlechter verbreitet sind, dieses nur beweiset, wie sehr weite Grenzen das klimatische Bedürfniss mancher Pflanzen hat, und dass die thatsächlich vorhandenen klimatischen Unterschiede für eben diese Pflanzen nicht wesentlich sind, keineswegs aber, dass im Klima dieses Waldgebietes keine an und für sich wesentlichen Unterschiede obwalten.

Andererseits wissen wir auch, dass selbst unter gleichem Klima oft bedeutend verschiedene Vegetationstypen auftreten, weil die Verbreitung der Pflanzen auch von natürlichen Transportsmitteln und von der Zugänglichkeit des Terrains für diese Transportmittel, ferner von der Bodenart und vielfach auch von den Einflüssen der Cultur abhängt. Wir dürfen also nicht schliessen: „weil der Vegetations-Charakter z.B. zweier Gebirgsstöcke oder zweier Ebenen verschieden ist, so müssen sie auch verschiedenes Klima haben und als besondere klimatische Bezirke unterschieden werden.“

Endlich ist es für die praktische Seite der Klimatologie auch wichtig zu bedenken, dass das klimatische Bedürfniss verschiedener Pflanzen ungemein verschieden ist, und dass viele Culturpflanzen schon den Einfluss kleinerer klimatischer Abweichungen empfinden, indem sie dann entweder gar nicht mehr gedeihen oder eine wesentlich andere Behandlung erfordern und andere Erträge geben, während der allgemeine Charakter

der Baumvegetation noch keine wesentliche Aenderung zeigt. Je nachdem man also eine oder die andere Pflanze oder Pflanzengruppe zum Eintheilungsgrunde nimmt, erhält man grosse, kleinere oder kleinste, zusammenhängende oder isolirte und zerstreute Gebiete.

Aus allen diesen Gründen muss der Klimatologe darauf verzichten, einfach die Vegetationsgebiete als klimatische Gebiete zu adoptiren, und es erübrigt ihm nur der andere oben bezeichnete Anhaltspunkt, nämlich der Gang der herrschenden Luftströmungen, die alles Andere im Gefolge haben. Dabei gibt übrigens die Betrachtung des allgemeinen Vegetationscharakters ein nicht zu verkennendes sehr schätzbares Hilfsmittel und einen oft sehr brauchbaren Prüfstein der Richtigkeit dessen, was der Klimatologe festsetzen zu sollen glaubt.

In dieser Beziehung ist insbesondere die Methode wichtig, welche Kerner bei pflanzengeographischen Arbeiten wiederholt zur Anwendung gebracht hat, indem er zwar die Aufstellung pflanzengeographischer Gebiete anstrebt, aber kein solches Gebiet gelten lässt, ehe er es auch klimatographisch volkommen rechtfertigen kann *).

In diesem Sinne werden wir denn auch hier die klimatographischen Schilderungen, zunächst Europa's, nach natürlichen Gebieten geben.

Selbstverständlich kann es nicht verwehrt sein, auch die Klimatographie eines bestimmten Staatsgebietes zu schreiben, wenn diess in der Art geschieht, dass man untersucht, in welche natürliche klimatische Gebiete die verschiedenen Theile des zu beschreibenden Landes fallen, wobei politische Provinzen, Kreise, Bezirke u. s. w. nicht selten zerrissen und umgekehrt Stücke verschiedener politischer Einheiten zu klimatischen Complexen zusammengefügt werden müssen.

Je genauer ein Stück der Erde durchforscht ist, desto leichter und sicherer wird man innerhalb der grösseren natürlichen Hauptgebiete desselben wieder untergeordnete kleinere in mehreren Abstufungen unterscheiden, wozu die bekannten klimatischen Modificatoren zweiter und dritter Ordnung meist reichlich Anlass bieten.

So theilt man Europa zunächst in wenige grosse Provinzen, kann aber, wenn man die genauer bekannten Details einzelner Länder Europa's in's Auge fasst, in jeder dieser Provinzen wieder mehrere klimatische Kreise und in diesen mehrere klimatische Bezirke auffinden und dann auch angeben, in welche dieser Kreise oder Bezirke die verschiedenen Gegenden Deutschlands, Oesterreichs u. s. w. fallen.

Diese näheren Unterscheidungen sind um so nothwendiger, weil die klimatischen Modificatoren oft schon in kleinem Umkreise so einflussreich

*) Kerner: Das Pflanzenleben der Donauländer. Die natürliche Flora im Gelände der deutschen Alpen (in Schaubach's deutschen Alpen) Jena 1870.

wirken, dass die Daten einer einzigen Station nur das Klima eines kleinen Umkreises repräsentiren können, das Mittel aus den Daten mehrerer Stationen aber, die verschiedenen einflussreichen Modificatoren ausgesetzt sind, die natürliche Gestaltung und Abwechslung des Klimas nur verdeckt, anstatt sie erkennbar zu machen und zu erklären.

Die grossen viel umfassenden Gesetze zwar können nur durch das Zusammenfassen zahlreicher Local-Daten aus einem weiten Umkreise erkannt, das Getriebe innerhalb des Rahmens der allgemeinsten Gesetze aber kann nur durch Gruppirung der Local-Daten nach immer kleineren Gebieten erforscht werden.

Auswahl der Stationen für klimatographische Zwecke.

Da in der Regel von den Daten weniger Stationen auf das Klima grösserer Gebiete geschlossen werden muss (so gibt es z. B. für die ganze lusitanische Provinz nur 5 Stationen, Lissabon, Porto, Guarda, Campo maior und Lagos, von denen Mittelwerthe aller klimatischen Elemente vorliegen), so soll wenigstens dafür Sorge getragen werden, dass man nicht Stationen wähle, deren Daten durch locale Verhältnisse sehr abweichend von den sonst im Gebiete herrschenden gestaltet werden.

So könnte man z. B. versucht sein, zur Repräsentation des südlichen oceanischen Klimas in Europa (lusitanische Provinz) die Station Lissabon zu wählen, da von dort längere Beobachtungsreihen und verlässlichere Daten vorhanden sind, als von allen anderen portugiesischen Stationen.

Gerade Lissabon aber würde uns durch seine localen Eigenthümlichkeiten über den Typus des fraglichen Klimas täuschen. Wir finden dort jene durchschnittliche Vertheilung der Winde auf die einzelnen Jahreszeiten, wie sie auf der folgenden Seite (317) tabellarisch dargestellt ist.

Nach diesen Daten müsste man annehmen, dass an der portugiesischen Küste die Winde aus NNW., N., NNO. im Verhältniss zu allen anderen ungemein häufig wehen, und selbst die westlichen Winde dagegen nur ganz unbedeutend auftreten.

Die nähere Betrachtung der orographischen Verhältnisse der Umgebung Lissabon's belehrt uns aber, dass hier locale Verhältnisse eine ganz eigenthümliche Vertheilung der Winde bedingen.

Zwischen Lissabon und der westlichen Aussenküste Portugals liegt noch ein breiter Landstrich, auf welchem die ziemlich hohe „Sierra Montachique“ beiläufig von NO. nach SW. sich erstreckt, deren Vorhügel mit dazwischen liegenden, gegen SSO. convergirenden Thälern bis nahe an die Stadt reichen. Offenbar müssen von diesen Höhen und aus den erwähnten Thälern nach den bekannten Gesetzen nordwestliche und nördliche Winde, besonders am Abend und Morgen, dann nach Regen-

Jahreszeiten	N.	NNO.	NO.	ONO.	O.	OSO.	SO.	SSO.	S.	SSW.	SW.	WSW.	W.	WNW.	NW.	NNW.
Winter	217·6	187·4	59·8	23·9	14·2	22·5	14·8	14·0	27·0	55·0	71·4	76·1	44·1	57·0	66·6	119·9
Frühling	140·1	67·0	32·4	21·4	11·9	16·4	6·6	10·9	21·7	56·0	77·8	116·3	62·0	89·1	130·6	230·6
Sommer	213·9	28·0	15·8	11·1	4·4	4·7	3·5	3·9	8·1	28·9	53·5	106·6	36·8	47·6	122·5	402·0
Herbst	182·3	89·2	48·2	25·3	16·8	26·9	14·2	14·4	40·5	65·9	60·7	114·9	53·9	61·6	86·3	174·0
Jahr	753·9	371·6	156·2	81·7	47·3	70·5	39·1	43·2	97·3	205·8	263·4	413·9	196·8	255·3	406·0	926·5

fällen, im Winter wohl auch ganze Tage hindurch, nach der Niederung hin wehen, in welcher Lissabon liegt, und überdiess muss längs des Tajo, der gerade von NNO. nach SSW. vorüberströmt, häufig ein localer NNO.-Wind streichen, da das Flusswasser dort im Sommerhalbjahre kälter ist als das Meer und als der im Süden vorliegende Landlappen, der (wahrscheinlich alte Flussbarre) den Fluss unterhalb Lissabon nöthigt, gegen Westen abzuweichen. Jenes Vorwiegen der nördlichen Winde ist also nur local, während in Porto und sonst an der Küste Winde aus NNW.—NNO. nur selten auftreten und im Allgemeinen in der ganzen Provinz die Winde aus dem westlichen Quadranten vorwiegen. Aber nicht allein die Winde, auch die Niederschläge sind in Lissabon nicht die typischen des lusitanischen Gebietes; denn es liegt im Regenschatten der Sierra Montachique und hat desshalb ein um 300 Mm. geringeres Normalmittel des jährlichen Niederschlages als Porto. Dass auch die Temperaturverhältnisse in Lissabon mehr wechselnd sein müssen als in Lagos, Porto, Coimbra u. s. w. versteht sich von selbst.

Palermo, die am besten bearbeitete Station Siciliens, eignet sich doch wegen des umschliessenden Bergkranzes nicht zur Repräsentation des Klimas dieser Insel.

In ganz analoger Weise findet eine eingehendere Kritik noch in vielen anderen Fällen bald schon die geographische Lage, bald sonstige Localverhältnisse einer Station bedenklich. Jede Station, die in der Nähe eines Gebirges oder eines höheren Berges, oder eingeschlossen von solchen, oder an der Ausmündung eines Thales, an einem grösseren Gewässer u. s. w. liegt, kann nur als Typus für die analog situirten in gleicher absoluten Höhe und geographischen Breite, nicht aber für ein weiteres allseitig erstrecktes Gebiet dienen. Gar häufig ist auch die Ablenkung der Winde durch locale Ursachen störend.

Solcher Beispiele gibt es zahlreiche, und man kann annehmen, dass vielleicht ein Drittel aller meteorologischen Stationen schon durch ihre Lage mehr oder weniger ungeeignet zur allseitigen Repräsentation des Klimas einer weiteren Umgebung wird. Rechnet man noch dazu die vorkommenden Modificationen letzter Ordnung in der nächsten Umgebung des Observatoriums und an diesem selbst, so muss man wohl die Warnung angemessen finden, dass ohne eingehendes Studium aller Localverhältnisse kein Urtheil über die Bedeutung einer Station für die Klimatographie gefällt werden sollte. Da gerade solche Studien bisher nur selten geübt und noch seltener deren Resultate veröffentlicht wurden, können wir uns des vorhandenen Materiales vorläufig nur mit annähernder Sicherheit bedienen, müssen aber für die Zukunft jene Aufgabe festhalten.

Charakterisirung der Klimate durch Mittelwerthe.

Vieljährige oder Normalmittel.

Die richtigsten Behelfe zur Charakterisirung der verschiedenen klimatischen Gebiete jeder Ordnung sind die vieljährigen Mittel oder „Normalwerthe“ für jedes klimatische Element, also Luftströmungen, Temperatur, absolute und relative Feuchtigkeit der Luft, Bewölkung, Niederschläge. Bevor wir auf dieselben einzeln eingehen, ist die Erörterung einiger allgemeiner Grundsätze nothwendig, die sich auf alle Mittel oder doch auf mehrere Gruppen derselben beziehen.

Vor Allem müssen die Mittel aus möglichst langen Zeiträumen angestrebt werden, wenn sie den Namen „Normalmittel“ verdienen sollen; kürzere Zeiträume enthalten oft so viel Ausnahmsweises, Ungewöhnliches nach einer und derselben Richtung, z. B. so viel abnorme Wärme oder Kälte, abnorme Regenarmuth oder Regenmenge u. s. w., dass das Mittel aus einem solchen Zeitraume mehr einen Ausnahmszustand als das Normalverhältniss ausdrücken würde. Man hat bei vielen Stationen, von denen langjährige Beobachtungen vorliegen, den Versuch gemacht, Mittel aus beliebigen kürzeren oder längeren Zeitabschnitten zu ziehen und mit einander zu vergleichen und hat gewöhnlich gefunden, dass diese Mittel desto mehr von einander abweichen, je kürzer die einbezogenen Zeiträume waren. So findet man z. B. die mittlere jährliche Anzahl der Regentage in Berlin *), von 10 zu 10 Jahren, zwischen 1701 und 1800 in folgender Weise wechseln:

*) Tabellen und amtliche Nachrichten über den preussischen Staat. Herausgegeben vom k. statist. Bureau. Berlin 1858.

I. Decennium	II. Decennium	III. Decennium	IV. Decennium	V. Decennium	VI. Decennium	VII. Decennium	VIII. Decennium	IX. Decennium	X. Decennium
89·8	123·8	134·5	129·6	125·8	121·0	91·1	111·5	129·2	144·7

Das regenärmste Decennium (mit 89·8) unterscheidet sich demnach von dem regenreichsten (mit 144·7) um 54·9 Tage, also um mehr als ein Drittel des letzteren.

Bei den einzelnen Monaten ist der Unterschied noch weit bedeutender.

Es betragen nämlich die höchsten und die niedrigsten je zehnjährigen Mittel:

Januar	höchstes	9·2
	niedrigstes	4·2
Februar	höchstes	3·8
	niedrigstes	8·6
März	höchstes	4·9
	niedrigstes	8·3
April	höchstes	4·9
	niedrigstes	11·1
Mai	höchstes	7·2
	niedrigstes	13·9
Juni	höchstes	7·9
	niedrigstes	15·0
Juli	höchstes	11·9
	niedrigstes	17·2
August	höchstes	9·4
	niedrigstes	16·7
Septemb.	höchstes	8·5
	niedrigstes	13·6
October	höchstes	8·6
	niedrigstes	13·9
Novemb.	höchstes	7·5
	niedrigstes	12·5
Decemb.	höchstes	4·8
	niedrigstes	12·8

Hätte man also z. B. für April das Mittel des VII. Decenniums (1761—1770) als Normalwerth genommen, so würde man diesen fast nur den dritten Theil so gross gefunden haben als im III. Decennium (1721—1730), und fast eben so gross ist die Differenz für December, am kleinsten für September und October, und selbst da beträgt das höchste Mittel beiläufig das 1·5fache von dem niedrigsten.

Gewöhnlich betrachtet man schon 10 Jahre als einen hinreichenden Zeitraum, um Normalmittel daraus zu ziehen, und muss zu solchen häufig schon darum seine Zuflucht nehmen, weil Beobachtungen aus längeren Jahresreihen nicht vorliegen. Wenn nun dieses leider nicht vermieden werden kann, so muss man doch von solchen Mitteln mit der Reserve Gebrauch machen, dass sie nur mehr oder weniger annähernd richtig sind, weshalb auch immer die Anzahl der Beobachtungsjahre beigesetzt werden soll.

Perioden, auf welche sich die Mittelwerthe beziehen sollen.

Gewöhnlich wird die Jahresperiode als die längste betrachtet, für welche man Mittel berechnet und darstellt, und die Jahresmittel sowie die darnach gezogenen Isothermen waren nach Humboldt einige Zeit lang der Hauptzielpunkt vieler Geographen und Meteorologen, oder wenig-

stens dasjenige, was man als Hauptresultat veröffentlichte, obgleich Humboldt selbst am eindringlichsten gelehrt hatte, dass in den Jahresmitteln der wirklich von der Natur eingeschlagene Weg verdeckt wird und man sowohl für die theoretische Einsicht in den Gang der klimatischen Elemente als für die praktische Anwendung das Jahr sich wenigstens in seine zwei Haupttheile „Winter- und Sommerhalbjahr (Isochimenen, Isotheren) oder noch besser in die vier Jahreszeiten zerlegen und die Mittelwerthe derselben darstellen solle.

So zeigt Humboldt*), dass die von ihm gezogene Isotherme von $+ 12^0$ C. Gegenden verbindet, welche diese Mitteltemperatur von $+ 12^0$ C. durch die Combination sehr weit verschiedener Temperaturen der einzelnen Jahreszeiten erreichen. Dort, wo diese Isotherme im Inneren Amerika's mit ziemlich excessivem Klima am meisten gegen Süden zurücktritt, wird der Werth von 12^0 C. erreicht durch folgende Werthe der einzelnen Jahreszeiten:

Winter Frühling Sommer Herbst

$$\frac{0^0 \quad 11{\cdot}3 \quad 24{\cdot}2 \quad 12{\cdot}5^0}{4} = 12^0$$

Im Bereiche des excessivsten Klimas im Inneren Asiens stellt sich die Rechnung so:

Winter Frühling Sommer Herbst

$$\frac{-4^0 \quad +12{\cdot}6 \quad +27^0 \quad +12{\cdot}4^0}{4} = 12^0$$

In Europa hingegen, unter dem Meridian von Paris, wo die Isotherme unter dem Einfluss des gleichmässigen Seeklimas weit nach Norden geht, findet man:

Winter Frühling Sommer Herbst

$$\frac{+4{\cdot}5^0 \quad +11^0 \quad +20{\cdot}2^0 \quad +12{\cdot}3}{4} = 12^0$$

Nach den Jahresmitteln würde man also das Klima vom Innern des südlichen Nordamerika, vom Innern Asiens und vom westlichen Europa für gleichartig halten, obgleich schon die Mittel der vier Jahreszeiten zeigen, welch' grosse, für die sämmtlichen Culturverhältnisse massgebende Verschiedenheiten zwischen den drei Gebieten stattfinden.

Aber selbst die vier Jahreszeiten entsprechen noch nicht ganz dem Bedürfnisse der richtigen Einsicht in den Gang des Klimas, besonders wenn man die Jahreszeiten nach herkömmlicher Weise zu je drei Monaten annimmt, also einen bürgerlichen conventionellen Gesichtspunkt, der eigentlich nur für einen Theil der mittleren Breiten mit dem physischen übereinkommt, in die Klimatologie einführt.

*) „Vermischte Schriften."

Es gibt schon innerhalb der engen Grenzen von Europa Gegenden, in denen durch 7 Monate die Mitteltemperaturen weit unter Null und nahezu gleich tief bleiben, durch 3 Monate hingegen wieder fast gleichbleibend hoch über Null stehen, und wo nur kurze Uebergangszeiten von zusammen 2 Monaten eintreten; wo man also 7 Wintermonate, 3 Sommermonate, und je einen Frühlings- und einen Herbstmonat hat. Es gibt ebenso noch in Europa Gegenden, wo Temperaturen, die sich dem mittleren Monatsminimum nähern, nur 2—3 Monate lang vorkommen, dagegen 5 Monate lang hohe und nahezu gleiche Monatsmittel fortdauern, für den Uebergang aus Winter in Sommer und aus Sommer in Winter nur je 2 Monate erübrigen.

Wie nothwendig die natürliche Begrenzung der Jahreszeiten sei, um Naturgesetze zu erkennen, welche durch die conventionellen Jahreszeiten verdeckt werden, mag auch aus Folgendem erhellen. Es gibt entfernte Gegenden mit wesentlich verschiedenem Klima, wo jedoch wenigstens eine natürliche Jahreszeit in den Normalmitteln übereinstimmt. Ist diese Jahreszeit gerade die Vegetationszeit, liegen also beide Orte unter der gleichen „Phyto-Isotherme," so kommen ungeachtet der sonstigen Ungleichheit des Klimas mehrere charakteristische Pflanzen in beiden gemeinsam vor.

So z. B. ist die Kiefer von Jakuzk in Sibirien bis Biscaya verbreitet; jenes liegt im Gebiete des excessivsten Continentalklimas, dieses hingegen hat ein sehr ausgesprochenes Seeklima; die beiden Winter sind total verschieden, auch die Jahresmittel aller klimatischen Elemente; aber die Mittel der Vegetationszeiten sind nahezu gleich. Die Vegetationszeit in Jakuzk dauert nur 3 Monate, diese Periode hat aber eine Mitteltemperatur von $+13 \cdot 1^0$ R., d. i. fast dieselbe, wie die 8 Vegetationsmonate Biscaya's mit $+13 \cdot 0^0$ R.; jene 3 Monate sind also diesen letzteren 8 Monaten für die Vegetation äquivalent, was nie erkannt worden wäre, wenn man für beide Gebiete bloss die Monate Juni, Juli und August als Sommer in Vergleich gezogen hätte *).

Die Jahreszeiten allgemein zu je 3 Monaten zu rechnen und Mittel dafür zu berechnen, ist daher wenig naturgemäss, sondern der Gang der Natur verlangt, dass man mindestens die Mittel aller einzelnen Monate darstelle. Dabei wäre es zweckmässig, eine Reihenfolge zu beobachten, nach welcher die jedenfalls zu einer und derselben Jahreszeit gehörigen Monate nebeneinander zu stehen kommen, also nicht vom Januar bis December, sondern vom December bis November **).

*) A. Grisebach, die Vegetation der Erde. Leipzig 1872.

**) Wo der physische Winter früher oder später anfängt, sollte man allerdings schon vom October oder erst vom Januar an die Reihe ordnen; da aber hiedurch die Vergleichbarkeit leiden würde, kann man wenigstens bei vergleichenden Darstellungen nicht darauf eingehen.

Bei näherer Betrachtung des jährlichen Ganges der klimatischen Elemente findet man, dass selbst noch die Monatsmittel manche Gesetze verdecken, welche erst durch Auflösung der Monate in 10tägige oder 5tägige Abschnitte (Decaden und Pentaden) erkennbar werden.

So z. B. pflegt in mittleren und höheren Breiten im Frühling die Temperatur so rasch zu steigen, dass die Dauer eines ganzen Monates zu lang ist, um den Fortschritt als stetig erkennen zu lassen und daher die Jahrescurve, wenn sie nach ganzen Monaten gezeichnet wird, im März oder April eine einspringende Ecke bildet. Die bekannten Kälte-Recidiven Mittel-Europa's im Mai erstrecken sich meist nur auf 1—2 Wochen, ihr Gang verschwindet also in dem Monatsmittel.

Im Süden Europa's tritt der Charakter des Frühlings nicht etwa mit März, sondern in der Mitte oder im zweiten Drittel des Februar, der Winter erst nach der Mitte Decembers ein, in nördlicheren Breiten hingegen fallen diese Termine auf Mitte April und Mitte November u. s. w.

Um also die mittleren Termine des Eintrittes der physischen Jahreszeiten sowie den mittleren Gang verschiedener untergeordneter Erscheinungen genau erkennen und ausdrücken zu können, muss man zu noch kürzeren Zeitabschnitten als die Monate sind, also zu Decaden oder Pentaden, herabsteigen.

Wo man diese äussersten Details nicht zu behandeln beabsichtigt, trachtet man allerdings sich auf die Monatsmittel zu beschränken, mit denen man sich auch oft schon der Raumersparniss wegen begnügen muss, da fünftägige Mittel einen sechsmal so grossen Raum einnehmen als Monatsmittel.

Für praktische Zwecke ist es wichtig, die Mittel gruppenweise nach Jahrgängen, die über dem Mittel, unter dem Mittel und nahe dem Mittel waren, darzustellen. Es ist insbesondere dem Landwirthe von hohem Interesse, zu erfahren, zwischen welchen Grenzen an einem bestimmten Orte die Temperatur in einem kalten (unter Mittel bleibenden) März, April u. s. w., zwischen welchen hingegen in einem sogenannten mittleren und dann in einem warmen (stark über Mittel) März, April u. s. w. schwanke, und ebenso bezüglich der Feuchtigkeit und Niederschläge. Je nach dem durchschnittlichen klimatischen Charakter einer Gegend verbindet man nämlich überall einen anderen Zahlenbegriff mit den Ausdrücken: warm, kühl, kalt, feucht, trocken, regenreich, regenarm u. s. w.; so wird in Ungarn's Tiefland ein Sommer, den man in Oberösterreich regenarm nennen würde, als regenreich bezeichnet u. s. w. Der Landwirth nun muss, wenn er sich irgendwo anzusiedeln gedenkt oder zu dirigiren berufen ist, vorher zu erfahren trachten, was er von den einzelnen klimatischen Elementen in den verschiedenen daselbst

vorkommenden Fällen zu erwarten hat, wie er sich z. B. einen trockenen oder nassen Erntemonat vorstellen soll u. s. w.

In diesem Sinne hat der Verfasser beispielsweise die klimatischen Elemente für Kremsmünster in Oberösterreich bearbeitet *) und es folgen hier auf nächster Seite (324) einige Tabellen aus jener Arbeit, um das eben Gesagte näher zu erläutern.

Aber nicht nur für die praktischen Zwecke des Landwirthes, sondern auch für das richtige Verständniss der klimatischen Vorgänge überhaupt stellt sich immer mehr die Nothwendigkeit heraus, sich nicht auf die Zusammenfassung möglichst vieler Jahre, gleichnamiger Jahreszeiten und gleichnamiger Monate zu Normalmitteln zu beschränken, sondern die Jahrgänge und die natürlichen Abschnitte derselben in Gruppen je nach ihrem vorherrschenden Charakter zu sondern und die Mittel innerhalb jeder Gruppe zu suchen. Solche Mittel können dann weit mehr Anwendung finden, als die allgemeinen; denn sie schliessen sich dem wirklichen Gange der klimatischen Elemente in einer grossen Anzahl bestimmter Jahre oder Jahrestheile sehr nahe an, während die allgemeinen Mittel ihrer Natur nach fast niemals auch nur annähernd in der Wirklichkeit zutreffen können. So werden z. B. die aus den feuchten Sommern einer bestimmten Station genommenen Mittel des Niederschlages, der Luftfeuchtigkeit, der Temperatur u. s. w. sehr wenig von den Mitteln eines bestimmten feuchten Sommers, der etwa jemals in derselben Gegend eintreten wird, verschieden sein; ebenso geht es mit den Mitteln aus trockenen Sommern im Vergleich zu einem bestimmten trockenen Sommer u. s. w. Die Normalmittel hingegen werden für einen feuchten Sommer ebenso wenig wie für einen trockenen auch nur einigermassen gelten; und da sich in der Wirklichkeit überhaupt nicht mittlere, sondern nur mehr oder minder entgegengesetzte und bestimmt ausgeprägte Jahrgänge oder Abschnitte derselben ereignen, verlangt die Natur der klimatischen Vorgänge, dass man jene in derlei natürliche Gruppen bringe.

Dass es solche Gruppen gebe, lässt sich leicht nachweisen, wenn man die Monatsmittel, insbesondere der Temperatur, der Luftfeuchtigkeit und des Niederschlages, für eine lange Reihe von Jahren nach einander ins Auge fasst; man findet da fast immer Reihen von drei bis zwölf und noch mehr Monaten weit über den Normalmitteln und dazwischen Reihen von beiläufig eben so vielen Monaten unter den Normalmitteln, dagegen selten einen Monat und noch seltener 2—3 Monate nacheinander, die dem Normalmittel nahe kämen. Selbstverständlich treffen bei uns die wärmeren Sommer und die kälteren Winter mit geringer Feuchtigkeit

*) „Statistik der Bodenproduktion von zwei Gebietsabschnitten Oberösterreichs" von Dr. Lorenz. Wien 1867, bei Gerold.

Mitteltemperaturen der einzelnen Monate, Jahreszeiten und des ganzen Jahres, nach den drei Abstufungen „kalt,“ „mittel“ und „warm“ (aus 7 Jahren)

Zeitraum				
Januar	kalt — 5 bis — 3·19	mittel — 2·7	gelinde — 2·1 bis + 0.8	(— 2·68) *)
Februar	kalt — 4·5 bis — 2·4	mittel — 1·25	gelinde — 0·49 bis + 0·69	(— 1·30)
März	kalt — 1 bis + 0·5	mittel + 1·9 bis 2	gelinde 3·12 bis 4·2	(+ 1·96)
April	kühl 5·0 bis 6·0	mittel 6·44 bis 6·72	warm 8·15	(6·48)
Mai	kühl 8·0 bis 10·1	mittel 10·2 bis 10·6	warm 11·5	(10·44)
Juni	kühl —	mittel 12·7 bis 13·2	warm 14·1 bis 14·7	(12·97)
Juli	kühl 11·9 bis 13·7	mittel 14·3	heiss 15·5 bis 17·4	(14·32)
August	kühl 12·5 bis 12·9	mittel 13 bis 13·7	heiss 14·5 bis 16·1	(13·72)
September	kühl 9	mittel 10·48 bis 10·5	warm 11·4 bis 12·1	(10·56)
October	kühl 5·6	mittel 6 bis 7	warm 7·3 bis 9	(6·79)
November	kalt — 2·2 bis + 0·6	mittel + 1·8	gelinde + 2·46 bis + 4·09	(1·83)
December	kalt — 3·9 bis — 1·8	mittel — 0·8	gelinde — 0·58 bis + 1·3	(— 0·99)
Frühling	kühl 5 bis 5·5	mittel 6·3	warm 7·0	(6·29)
Sommer	kühl 12·0	mittel 12·6 bis 13·6	warm 14·3 bis 15·4	(13·67)
Herbst	kühl 5 bis 5·6	mittel 6 bis 6·4	warm 7 bis 7·9	(6·39)
Winter	kalt — 3·2 bis — 2	mittel — 1·66	gelinde — 1 bis + 0·36	(— 1·66)
Ganzes Jahr	kalt 5·3 bis 5·4	mittel 6·2 bis 6·37	warm 6·97 bis + 7·5 **)	(6·18)

*) In Klammern sind die Mittelwerthe aus 46jährigen Daten.

**) 7·5° R. hatte in diesem Saeculum nur das Jahr 1863.

Durchschnittliche Niederschlagsmenge (Pariser Linien) in den einzelnen Monaten und im ganzen Jahre,

je nachdem deren Charakter „arm,“ „mittel“ oder „reich“ an Niederschlägen war (aus 42 Jahren).

Monat	arm	mittel	reich
Januar	4—15	17—28 (23·69) *)	35—68
Februar	2—13	14—29 (14·3)	31—49
März	3—17	20—33 (28·3)	41—66
April	5—18	20—40 (32·6)	50—75
Mai	6—30	40—60 (58·2)	64—80
Juni	11—29	37—52 (49·6)	58—108
Juli	12—44	47—58 (57·0)	66—97
August	19—41	45—66 (64·0)	72—112
September	11—19	23—48 (32·4)	51—77
October	1—17	25—38 (27·5)	44—76
November	4—12	14—29 (17·2)	32—78
December	1—12	16—29 (22·7)	31—66
Ganzes Jahr	256—302	331—432 (414''')	452—589

und Regenmenge, die kälteren Sommerhalbjahre und die wärmeren Winter mit grösserer Feuchtigkeit und Regenmenge zusammen. Wir wollen uns dafür, dass das Klima jedes Ortes mittlerer Breiten bezüglich jeder Jahreszeit in 2—3 Haupttypen zerfällt, die immer wiederkehren, nicht bloss auf die Erinnerungen und Erfahrungen eines Jeden, der den Gang der Witterung aufmerksam zu verfolgen pflegt, berufen, sondern auf Dove's Abhandlung „über die Zurückführung der Temperaturcurve des Jahres auf die ihr zum Grunde liegenden Bedingungen" *) verweisen, wo für Deutschland mehrfache Beispiele angeführt sind. Daselbst unterscheidet beispielweise Dove drei Classen von abnormen Wintern: solche, wo eine hochgradige Kälte in die Mitte des Winters fällt (1845, 1855, 1864, 1865, 1869 bis 1870), dann andere, wo schon Anfangs December eine tiefe Depression eintritt (1795, 1799, 1803, 1805, 1811, 1823, 1827, 1838, 1847, 1848, 1850, 1854, 1861), endlich jene, denen lange Nachwinter anhängen (1792, 1796, 1800, 1804, 1808, 1814, 1815, 1845, 1853), und schliesst mit dem bedeutungsvollen Satze: „Die hier mitgetheilten Untersuchungen zeigen, dass eben das Nichtperiodische den Schlüssel gibt für die Erklärung des Periodischen."

Die Ursachen dieses gruppenweisen Auftretens entgegengesetzter Witterungscharaktere ergeben sich, wenn man die gleichzeitig herrschenden Luftströmungen in Betracht zieht; in Mitteleuropa, nördlich der Alpen z. B., zeigen die kälteren und dabei feuchteren Sommerperioden sowie die wärmeren Winterperioden ein stärkeres Vorwalten der Winde aus dem westlichen Quadranten, als die wärmeren trockeneren Sommerperioden und die kälteren Winterperioden; und wenn man sich erinnert, welche Rolle für Europa die vom Ocean kommenden westlichen und die vom Continente wehenden östlichen Winde haben, wird man einfach sagen: Die Jahrgänge oder Abschnitte der Jahrgänge theilen sich in natürliche Gruppen, je nachdem die oceanischen oder die continentalen Hauptströmungen der Luft vorwalten, die nicht wie die localen Winde alle Augenblicke wechseln, sondern in der Regel lange Zeit hindurch eine und dieselbe Bahn einhalten. Diese Bahnen, sowie die Intensität und Dauer, mit welcher sie eingehalten werden, und die Eigenschaften, welche der Wind mitbringt, hängen wieder gewöhnlich von dem Verhältnisse der gleichzeitigen Temperaturmittel in benachbarten Gebieten ab. So z. B. erfolgen kalte Frühlinge und Frühsommer mit häufigen Spätfrösten in Mitteleuropa dann, wenn in Nordamerika der Winter

*) Ueber die Zurückführung der jährlichen Temperaturcurve auf die ihr zum Grunde liegenden Bedingungen. Monatsberichte d. k. Akad. d. Wissensch. in Berlin. Juni 1870.

besonders streng war und dort noch lange Schnee und Eis liegen, während hier schon das allgemeine Thauwetter mit geringerem Luftdruck begann, wodurch von West und Nordwest her, also vom kalten Nord-Amerika, feuchtkalte Luftmassen zu uns herangezogen werden.

Solche kalte Frühlinge gleichen einander sehr nahe, und weiss man einmal, dass man sich eben in einem solchen Frühling befindet, und besitzt z. B. die Temperaturmittel und die Temperaturextreme aus mehreren solchen Frühlingen, so kann man mit grosser Sicherheit vorhersehen, wie sich diese Werthe im weiteren Verlauf desselben Frühjahres verhalten werden, während die Normalmittel hierüber nichts sagen können.

Für die Wissenschaft aber ergibt sich aus den Gruppenmitteln die rechte Erklärung der Normalmittel und des Verlaufes der Normalcurven, deren Eigenthümlichkeiten eben daraus hervorgehen, dass sie aus zwei oder mehreren Curven, welche die Mittel der wirklich eintretenden gruppenweise verschiedenen Jahrgänge oder Jahresabschnitte darstellen, entstanden sind.

Auf diesen Punkt aufmerksam gemacht zu haben, ist eines der neuesten und zugleich grössten Verdienste Dove's, und die weiteren Consequenzen daraus werden nicht weniger wichtig sein als jene seines Winddrehungsgesetzes.

Für die Methode der Klimatographie aber folgt daraus die Aufgabe, die in jedem klimatischen Gebiete vorkommenden Hauptgruppen oder Typen von Jahrgängen oder Jahresabschnitten (Jahreszeiten- oder Monatsgruppen u. s. w., je nachdem das Resultat der Beobachtung und kritischen Untersuchung ausfällt) zu unterscheiden und nebst den Normalmitteln und vieljährigen Extremen auch die Mittel und Extreme für jene Hauptgruppen oder Typen anzuführen.

Wenn wir dieses hier selbst noch nicht thun, so liegt der Grund nur in dem grossen Umfange der Vorarbeiten, die hiezu nöthig wären, und die wohl nur von den meteorologischen Anstalten zu verlangen sind; aber es erschien uns unerlässlich, die Leser eines Lehrbuches jetziger Zeit auf die Wichtigkeit dieser Aufgabe aufmerksam zu machen.

Welche klimatische Elemente sollen in die klimatographischen Schilderungen einbezogen werden?

Da das Klima sich aus allen klimatischen Elementen zusammensetzt, so dienen diese auch alle zur Charakterisirung des ersteren. Als entbehrlich, besonders für Zwecke der Bodenproduktion, könnte höchstens die Schilderung des Luftdruckes bezeichnet werden.

Das allgemeine Mittel desselben hängt nämlich hauptsächlich von der Höhenlage der Station ab, und die monatlichen Schwankungen um dieses Mittel sind nur die mechanischen Folgen von Aenderungen, die in den übrigen klimatischen Elementen ohnediess unmittelbar und bestimmt zum Ausdrucke kommen, vom Barometer aber nur mittelbar angezeigt werden, daher zur Charakterisirung des Klimas nicht wesentlich beitragen. Temperatur, Wassergehalt, Condensation des letzteren sind ja bekanntlich die wesentlichen Bestimmungsstücke des wechselnden Luftdruckes, soweit dieser eben periodisch oder in Erscheinungsgruppen wechselt, und alle diese Verhältnisse werden durch die betreffenden Pentaden- oder Monatsmittel der Temperatur, des Dunstdruckes, der Luftfeuchtigkeit, des Niederschlages, ohnediess charakterisirt und überdiess durch die Verhältnisszahlen der bestimmenden Luftströmungen erklärt und controlirt.

So wichtig daher auch barometrische Aufzeichnungen für das Studium der nicht periodischen mechanischen Bewegungen der Atmosphäre sind, so sehr daher die Meteorologie Anlass hat sich damit zu beschäftigen, sind die barischen Mittelwerthe doch für die Klimatographie eher entbehrlich. Nur die barische Windrose kann einen hohen Werth auch für klimatographische Zwecke in Anspruch nehmen, weil der Luftdruck, den ein bestimmter Wind mit sich bringt, oft Aufschluss über seine Herkunft, über seine Rolle als allgemeine oder locale Luftströmung, zu geben vermag und daher als Correction gegen die Fehler dienen kann, die bei manchen Stationen aus den localen Ablenkungen des Windes (durch Thalrichtungen, Reflexion u. s. w.) hervorgehen.

Leider sind bisher die wenigsten Stationsbeobachtungen auf barische Windrosen berechnet, und die Unmöglichkeit, hier auf die Originalaufzeichnungen zurückzugehen, ist der Grund, warum bei unseren nachfolgenden klimatographischen Skizzen von diesem Elemente kein Gebrauch gemacht wird.

Methode der klimatographischen Darstellung der einzelnen Elemente.

Luftströmungen.

Die erste Stelle bei der Schilderung eines klimatischen Gebietes müssen wir den Winden zuerkennen, da hauptsächlich aus ihnen, wie wir schon wiederholt nachzuweisen Gelegenheit hatten, die übrigen klimatischen Erscheinungen sich erklären. Wir dürfen also die Winde nicht nebst der Temperatur, Luftfeuchtigkeit und den Niederschlägen als eine nebenher gehende Erscheinung anführen, sondern, wenn wir das Klima

auf seine Ursache zurückführen wollen, müssen wir es aus den dasselbe bedingenden Luftströmungen erklären und folglich vor allem Anderen die Luftströmungen behandeln. Wird doch selbst das Seeklima der Küstengegenden zu einem solchen nur durch die von der See her wehenden Winde; denn ein für die Insolation empfänglicher Uferstreifen, wie z. B. die kahlen, steinigen Küstenstriche Dalmatiens, Albaniens und Griechenlands, wird an und für sich im Sommer in extremer Weise erhitzt, im Winter rasch und bedeutend abgekühlt und würde ein vollkommen excessives Klima besitzen, wenn nicht vom benachbarten Meere her Luftströmungen das Meeresklima auf das Land übertrügen.

Um das Getriebe der Luftströmungen zu verstehen, muss man unbedingt darnach streben, die Winde nach ihrem Ursprunge oder ihrer Provenienz und ihrem zurückgelegten Wege beurtheilen zu können.

Die Windfahne zeigt uns nur die letzte Richtung, in welcher eine Luftströmung am Beobachtungsorte ankommt, aber alles Andere, was den eigentlichen Körper und die wesentlichen Eigenschaften der herbeigeführten Luftmasse ausmacht, ist aus dieser letzten Richtung allein nicht zu entziffern. Wie bereits im Abschnitte vom Kreislaufe der Luft Seite 212 angedeutet wurde, können mehrere zu verschiedenen Zeiten aus der gleichen Richtung auf die Windfahne wirkende Winde z. B. mehrere Südwinde, selbst innerhalb der gleichen Woche, vielleicht sogar am selben Tage, ganz verschiedene Natur und Wirkung haben, je nachdem ihre Motive, ihr Ausgangspunkt und der zurückgelegte Weg verschieden an Entfernung, Intensität u. s. w.sind. Es ist nicht zu verkennen, dass die Beurtheilung der Provenienz eines Windes dem einzelnen Stationsbeobachter in der Regel nicht leicht bekannt und daher auch nicht leicht in die Beobachtungsrubrik eingetragen werden kann; nur mittelst telegraphischer Nachrichten über den gleichzeitigen Stand der atmosphärischen Bewegungen eines grossen Theiles der Hemisphäre könnte hierin die vollständigste Sicherheit erlangt werden. Doch wird auch die Beurtheilung der klimatischen Bedingungen, die nähere und entferntere Umgebung eines Ortes einen aufmerksamen Beobachter allmälig in die Lage setzen, wenigstens einen grossen Theil der häufiger auftretenden Winde nach ihrer Herkunft mit ziemlicher Sicherheit zu erkennen; jedenfalls ist es eine Aufgabe der Zukunft und kann eingehenderen Beobachtern nicht genug empfohlen werden, dieses Ziel mit allen Kräften anzustreben.

An den meisten Stationen mittlerer Breite wird man mindestens drei Ordnungen von Luftströmungen unterscheiden können. 1. Die beiden bekannten Hauptströmungen jeder Hemisphäre, die äquatorialen und die polaren, 2. solche Winde, welche ihren Ursprung in ausgedehnten, mächtigen Eigenthümlichkeiten der Bodengestaltung und Bodenbedeckung haben, wie z. B. in dem Gegensatze zwischen einem näher oder ent-

fernter gelegenen mächtigen Gebirge einerseits und zwischen einem flachwelligen oder ebenen Lande andererseits; oder zwischen Meeren oder grossem See einerseits und Festlande andererseits; oder zwischen einer ausgedehnten Steppe und einem bewaldeten Berge oder Hügelland u. s. w.; 3. endlich Winde ganz localer Natur, welche in ähnlichen Gegensätzen, jedoch von kleineren Dimensionen und in der nächsten Nähe der Station ihre Bedingungen finden.

Beachtet man nebst dem Ursprunge dieser bewegten Luftmassen auch noch die Ablenkungen, welche sie durch die locale Gestaltung des Bodens z. B. die Richtung von Schluchten und Thälern u. s. w. erhalten und die Abänderungen, welche sie durch die Entziehung oder Aufnahme von Wasserdämpfen, durch Aufsteigen oder Absteigen u. s. w. erleiden, so wird allmälig die Einsicht in das erst seit Kurzem etwas mehr aufgehellte Dunkel der atmosphärischen Strömungen wesentlich gefördert und die ganze Auffassung der meteorologischen Erscheinungen eine richtigere werden.

Selten finden wir allerdings das Materiale zu klimatischen Schilderungen in solcher Weise gesammelt und bearbeitet, dass davon in dem Sinne, wie wir es eben dargestellt haben, Gebrauch gemacht werden könnte. Wir finden eben meistens nur Windrichtungen verzeichnet aus 8, 16 oder 32 Windstrichen, dann Windstärken nach einer ziemlich willkürlichen und verschiedener Auslegung fähigen Skala. So lange anderes Materiale nicht vorhanden ist, lässt sich zwar nicht das angestrebte vollkommen durchsichtige Gewebe der atmosphärischen Vorgänge derselben, aber doch auch durch passende Verwerthung der Windbeobachtungen vielfache Erklärung der sonst so räthselhaften klimatischen Erscheinungen erreichen.

Für die Darstellung der Windverhältnisse einer Station kann aus der Zahl der bisher üblichen Methoden am allerwenigsten diejenige nach der Lambert'schen Formel empfohlen werden, von welcher schon Seite 200 die Rede war. Nach dieser Formel gibt man nur die Richtung der Windrose an, welche sich als Resultat einer Durchschnittsrechnung aus allen beobachteten Winden ergibt; z. B. 180° (von Nord an gezählt, also = S.) oder SW. 36° 52′ W. (d. h. 36° 52′ von SW. gegen W.); das ist jedoch nichts als ein ganz unfruchtbares Rechnungsstücklein, aus dem für die Einsicht in den Gang der Meteoration nichts zu gewinnen ist. Abgesehen davon, dass nach dieser Formel nicht selten die Resultirende gerade in eine Richtung fällt, aus der an der bestimmten Station niemals ein Wind weht, gibt sie auch nicht das Häufigkeitsverhältniss der einzelnen Winde an, welches doch die grösste Wichtigkeit besitzt, und lässt auch nicht erkennen, in welchem Verhältniss jede einzelne Windrichtung zur Gesammtzahl der beobachteten steht. So z. B. würde

in folgenden drei wesentlich verschiedenen Fällen doch das gleiche Resultat herauskommen *).

	N.	O.	S.	W.
Fall A.	10	15	15	50
Fall B.	3	22	8	57
Fall C.	20	5	25	40

In allen diesen Fällen ergibt sich nämlich als mittlere Windrichtung SW. 26° 52′ W. Selbstverständlich ist es aber zur Charakterisirung des Klimas einer Gegend nicht einerlei, ob durchschnittlich 3 oder 20 Nordwinde, 5 oder 22 Ostwinde u. s. w. in einem gewissen Zeitabschnitte beobachtet werden.

Weniger unnatürlich ist die von Prestel empfohlene Methode, wobei man immer die Häufigkeit der beiden entgegengesetzten Windrichtungen in einen einzigen Ausdruck zusammenfasst, z. B. NO. 105—37, d. h. binnen der bestimmten Zeitperiode hat NO. 105mal und SW. 37mal geweht. Es ist das übrigens nur eine raumersparende Variation der allernatürlichsten Darstellungsart, die darin besteht, dass man für alle Monate (Decaden, Pentaden) entweder die Anzahl der während einer längeren Periode wirklich beobachteten Winde oder die Durchschnittszahlen der beobachteten Winde (8—16 Striche) und der Windstillen anführt. Z. B.

Mittelwerthe aus 20 Jahren bei täglich 5 Beobachtungen.

Winde	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Windstille	18	16	16	8	8	12	19	20	22	14	10	12	175
N.	16	20	16	16	14	8	6	10	8	9	12	15	150
NO.	14	22	20	18	13	10	8	7	10	10	14	20	156
O.	8	7	9	16	13	14	10	14	16	16	12	8	143
SO.	6	5	5	8	10	10	19	8	7	6	6	6	96
S.	9	10	12	9	10	12	10	18	24	24	12	13	163
SW.	25	20	26	20	20	18	10	14	12	12	16	28	221
W.	40	40	36	38	40	44	44	45	37	39	42	44	489
NW, ...	14	10	10	17	22	22	24	14	14	20	26	24	235

Solche Uebersichten erhält man, wenn man die für jeden Monat aufgezeichnete Anzahl der beobachteten Fälle eines und desselben Windes (wobei auch angegeben sein muss, wie oft im Tage beobachtet wurde) durch die Anzahl der Jahre, während welcher diese Beobachtungen fort-

*) Vergl. K. Chop: „Einige Bedenken über die mittlere Windrichtung nach der Lambert'schen Formel." Petermann's Mittheilungen 1864, pag. 298.

gesetzt wurden, dividirt, wobei selbstverständlich oft auch Decimalen herauskommen, die nur hier der Abkürzung wegen vermieden wurden. Diese Zahlen sagen also, wie oft man im Durchschnitte (wenn man z. B. täglich 5mal beobachtet) jeden Wind in jedem Monat antrifft.

Das Verhältniss der einzelnen Winde zu einander und zur Gesammtzahl der Winde wird noch besser übersehen, wenn man anstatt der Durchschnittszahlen die Percentzahlen setzt, die aus den ersteren berechnet werden können und angeben, wie oft durchschnittlich unter 100 beobachteten Winden jeder der 8—16 Winde vorkommt. (Vergl. S. 200.)

Anstatt der Percentzahlen kann man auch Verhältnisszahlen berechnen, welche sagen, entweder den wievielten Theil der sämmtlichen beobachteten Winde im Durchschnitte jeder einzelne ausmacht (in gemeinen oder Decimalbrüchen), oder wie sich, in den möglichst kleinsten Zahlen ausgedrückt, die einzelnen Winde ihrer Häufigkeit nach zu einander verhalten.

Mit einer oder der anderen Art dieser Darstellungen begnügt man sich gewöhnlich.

Es ist aber zur Charakterisirung des Klimas überdiess erforderlich, auch die durchschnittliche ununterbrochene Dauer jedes Windes (von seinem Anfang bis zur Ablösung durch einen anderen) anzugeben, da es einen grossen Unterschied macht, ob derselbe Wind z. B. durch 6 Tage ununterbrochen wehte, also bei täglich 3maliger Beobachtung 18mal nach einander zur Aufzeichnung kam, oder an 18 verschiedenen Tagen etwa jedesmal in der abendlichen Beobachtungsstunde wehte, während zu den anderen Zeiten verschiedene andere Winde eintraten. Da jedoch die Aufzeichnungen nach diesem Gesichtspunkte noch fast nirgends bearbeitet sind, müssen wir auf diese Art der Darstellung hier verzichten und sie der Zukunft anheimstellen.

Endlich ist auch die Stärke oder die Geschwindigkeit, mit der jeder Wind durchschnittlich (oder noch besser nach Gruppen gesondert, z. B. NO. als Bora und NO. als blosser Abendwind etc.) auftritt, anzugeben; und so die Stärke nach 10 oder 12 Abstufungen, die Geschwindigkeit in Meilen oder Kilometern pr. Stunde, oder in Fuss oder Metern pr. Secunde. Die letztere Art von Aufzeichnung ist nur an den wenigen Stationen möglich, welche Wind-Autographen (z. B. Robinson's Anemometer) besitzen.

Diese bisher angeführten Darstellungen betreffen die Luftströmungen als solche. Es dient aber zur noch besseren Charakterisirung derselben und zur Erklärung ihres grossen Einflusses auf Wetter und Klima, wenn man auch noch die in Begleitung jedes Windes durchschnittlich auftre-

tende Temperatur, Feuchtigkeit, Bewölkung, Regenmenge, d. h. die thermischen, atmischen, nephischen und Regen-Windrosen verzeichnet, wie sie schon im ersten Abschnitte angedeutet wurden.

So z. B. charakterisirt Dr. Hann die Windverhältnisse Wiens unter Anderem durch solche Windrosen, aus denen hier nur beispielsweise für den Monat December die Werthe wiedergegeben werden:

Calmen	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.
Barische Windrose. (300 Pariser Linien + ...)								
—	32·08	33·60	31·57	30·60	31·38	28·82	29·55	30·66
Thermische Windrose.								
—	−2·78	−2·64	−2·10	−1·60	−0·30	+1·30	+1·44	+0·38
Atmische Windrose. (Feuchtigkeit in % der Sättigung.)								
—	81·3	89·0	89·4	89·7	84·3	78·0	74·8	78·5
Nephische Windrose.								
—	7·0	7·5	6·6	7·6	7·0	7·4	6·7	7·6
Regenwindrose. (In Pariser Linien.)								
2·86	0·20	0·28	0·09	1·15	0·39	0·46	2·83	1·64

Temperatur.

Für dieses klimatische Element lassen sich aus den Original-Aufzeichnungen sehr verschiedenartige Mittel und Extreme gewinnen, und es soll der Hergang, den man dabei beobachtet, sowie der Sinn, den solche Mittel und Extreme haben, hier etwas eingehender erläutert werden, da Vieles davon zugleich schon für die übrigen klimatischen Elemente gilt.

Wir setzen den Fall voraus, dass nicht autographische Beobachtungen, sondern Beobachtungen von täglich je mehreren bestimmten Stunden z. B. 6 oder 7 Uhr Morgens, 2 Uhr Nachmittags, 9 oder 10 Uhr Abends, und zwar für eine Reihe von Jahren, vorliegen.

Aus diesen Original-Stundenablesungen lassen sich zunächst die absoluten Maxima und Minima für einen beliebigen Zeitraum z. B. für jede Pentade, für jeden Monat, für jedes Jahr oder auch für die Gesammtheit aller Beobachtungsjahre ausziehen. Die Differenz zwischen dem Maximum und dem Minimum gibt dann den Betrag der äussersten Schwankung für den gewählten Zeitraum, nämlich für die Pentade, den Monat u. s. w. oder endlich für die Reihe vieler Jahre, welche, wenn sie eine sehr lange ist, dazu berechtiget, die beiden Extreme, sowie die Schwankung als die äussersten in dieser Gegend überhaupt vorkommenden zu bezeichnen.

Summirt man die absoluten Maxima und Minima (es soll hier der Kürze wegen nur von Extremen für jeden Monat die Rede sein, obwohl dasselbe auch für die Pentaden, Jahre u. s. w. gilt) und dividirt die erhaltene Summe durch die Anzahl der betreffenden Aufzeichnungen, so erhält man das durchschnittliche Maximum und das durchschnittliche Minimum, und indem man beide von einander abzieht, die durchschnittliche oder mittlere Schwankung der Temperatur.

Aus den Stundenbeobachtungen allein kann auch Auskunft darüber erlangt werden, an welchen und an wieviel Tagen überhaupt Temperaturen über oder unter einer bestimmten Grenze (z. B. Temperaturen unter Null oder über Null) stattgefunden haben und wie lange die Zeiträume gedauert haben, innerhalb deren solche Temperaturen vorkamen oder nicht vorkamen, oder innerhalb deren die absolute oder die mittlere Schwankung einen gewissen Betrag erreichte oder nicht erreichte, u. s. w.

Nimmt man die Ablesungen einer bestimmten Stunde eines bestimmten Tages aus einer längeren Jahrreihe zusammen und dividirt diese Summe durch die Anzahl der so behandelten Ablesungen, so erhält man das Normalmittel dieser Stunde.

Aus den (beispielsweise angenommenen) 3 an jedem Tage angestellten Beobachtungen erhält man, indem man sie addirt und durch die Anzahl der Beobachtungen (3) dividirt, das tägliche Mittel *). Sowie man aus den Stundenbeobachtungen die absoluten Maxima und Minima

*) Strenge genommen würden nur aus Beobachtungen, die alle Stunden oder alle zwei Stunden bei Tag und Nacht angestellt werden, oder aus täglich 24 Ordinaten von Autographen, die wahren Mitteltemperaturen der Tage gewonnen werden. Man hat aber gefunden, dass in unseren mittleren Breiten die Mittel aus den Stunden 6, 2, 10 Uhr am nächsten den wahren Tagesmitteln kommen. Werden andere Ablesungsstunden gewählt, so werden die Mittel zu hoch oder zu niedrig und man muss an dieselben Correcturen anbringen, die man durch die Vergleichung mit den Resultaten der Tagesmittel aus stündlichen Ablesungen derselben Station oder einer nahe und ähnlich gelegenen Sation ableitet. Da sonach von der Wahl der Beobachtungsstunden der Werth der Tagesmittel und aller weiteren daraus abgeleiteten Mittel abhängen, darf man sich keiner Temperaturmittel bedienen, wenn diese nicht entweder im obigen Sinne wahre oder doch corrigirte Mittel sind.

fand, lassen sich durch die Vergleichung der Tagesmittel auch die höchsten und niedrigsten Tagesmittel ersehen, womit man zugleich den kältesten und den wärmsten Tag des Zeitraumes, für welchen man die Auslese trifft, findet. Indem man das wärmste und kälteste Tagesmittel von einander abzieht, erhält man die Schwankung der Tagesmittel für den betreffenden Zeitraum (Pentade, Monat, Jahr). Aus den Tagesmitteln kann man ferner finden, welche und wie viel Tage eine Durchschnitts-Temperatur über oder unter Null hatten und wie oft irgend ein bestimmtes Temperaturmittel im Laufe einer Pentade, eines Monates oder Jahres eintrat (Frequenz) und wie lange die Zeiträume dauerten, binnen denen bestimmte Tagesmittel noch eintraten oder nicht mehr eintraten.

Nimmt man die Tagesmittel eines bestimmten Datums aus vieljährigen Beobachtungen zusammen und dividirt diese Summe durch die Anzahl der Jahre, aus welchen man die Tagesmittel addirt hat, so erhält man die Normaltemperatur jenes bestimmten Tages und kann dann alljährlich vergleichen, um wie viel die Temperatur eben jenes Tages in einem bestimmten Jahre über oder unter seinem Normalmittel steht.

Aus den Tagesmitteln kürzerer oder längerer Zeiträume gewinnt man weitere Mittelzahlen. Die nächste Zusammenfassung pflegt die in Pentaden zu sein *), indem man die Summe der täglichen Mittel einer Pentade durch 5 dividirt. Aus diesen lässt sich analog wie bei den Tagesmitteln die kälteste und wärmste Pentade, die grösste Schwankung innerhalb sämmtlicher Pentaden, die Anzahl von Pentaden über oder unter einer gewissen Temperatur, die Dauer eines gewissen Mittels und die Frequenz bestimmter Pentadenmittel finden.

Indem man die 28, 29, 30 oder 31 Tagesmittel eines Monates addirt und durch die eben genannten Zahlen dividirt, erhält man die Monatsmittel und aus diesen ganz analog die höchsten und niedrigsten Monatsmittel, die Schwankungen der Monatsmittel und die Frequenz der Monate mit, unter oder über gewissen Temperaturen.

Nimmt man das Mittel aus den Mitteln jener Monate, welche zusammen eine Jahreszeit ausmachen (conventionell oder natürlich), so erhält man das Temperaturmittel der Jahreszeit, z. B. des Sommers, und aus der Vergleichung mehrerer solcher Sommermittel das höchste und niedrigste der ganzen Reihe, die grösste Schwankung zwischen den

*) Bei der Aufstellung der Pentaden ist zu bemerken, dass eine Pentade nicht mit dem Monate abbrechen darf, sondern dass das ganze Jahr in 73 aufeinanderfolgendes Pentaden zerfällt; daher wird insbesondere die Pentade 19. bis 24. Februar die letzte des Monats Februar, und die nächstfolgende dauert vom 25. Februar bis 1. März u. s. w. Diese Pentade vom 25. Februar bis 1. März gilt auch für Schaltjahre, wo sie dann allerdings ausnahmsweise 6 Tage umfasst.

Sommermitteln, die Frequenz der Sommer mit, unter oder über einer bestimmten Mitteltemperatur.

Indem man die 12 Monatsmittel eines Jahres addirt und durch 12 dividirt, findet man das Jahresmittel, die Vergleichung der einzelnen Jahresmittel ergibt wieder, wie schon bei den Pentaden und Monatsmitteln erwähnt, die wärmsten und kältesten Jahre der ganzen Reihe, die äusserste Schwankung der Jahresmittel und die Frequenz von Jahresmitteln mit, unter oder über einer bestimmten Mitteltemperatur.

Alle diese Operationen beziehen sich nur auf die Daten der einzelnen Jahre. Wiederholt man nun die gleichen Beobachtungen durch eine möglichst lange Reihe von Jahren, beispielsweise durch 20 Jahre, so erhält man 20mal die gleichnamigen Daten, also 20mal die 3 Stundenbeobachtungen des 1., 2., 3. Januars u. s. w., ebenso 20mal die Mitteltemperaturen jedes Monates, ebenso oft die Mitteltemperaturen je eines Jahres. Addirt man nun jede dieser Kategorien von Daten aus den 20 Jahren und dividirt die erhaltene Summe durch 20, so erhält man die Durchschnitts- oder sogenannten Normalwerthe der Temperaturen für die einzelnen Stunden, Tage, Pentaden, Monate und für das Jahr.

Höheren Werth erhalten die Temperaturbeobachtungen, wenn sie nicht nur, wie gewöhnlich, im Schatten, sondern nebstdem auch in der Sonne, dann in verschiedenen Höhen, über verschiedenen Böden, im Walde und ausserhalb des Waldes, kurz unter möglichst verschiedenen die Temperatur beeinflussenden und in der Natur häufiger vorkommenden Umständen angestellt und dann nach allen soeben angegebenen Gesichtspunkten excerpirt und berechnet werden. Die Anzahl von Temperaturdaten einer einzigen Station würde dadurch allerdings eine sehr grosse und es ergibt sich die Frage, welche Aufzeichnungen dort, wo Raumersparniss geboten ist, entbehrlich und welche hingegen unentbehrlich und jedenfalls bei der Schilderung der klimatischen Eigenthümlichkeiten einer Station aufzunehmen seien?

Da sind denn zunächst die Normalmittel der einzelnen Monate unentbehrlich, da sie den durchschnittlichen Gang der Temperatur nach mässig ausgedehnten Zeitabschnitten darstellen. Die Normalmittel der Jahreszeiten sind minder wichtig und dürften sich, wenn man sie schon geben will, die Mittel der natürlichen, mehr als jene der conventionellen Jahreszeiten empfehlen *).

*) Für allerlei Specialfragen der Meteorologie und Klimatologie empfiehlt es sich allerdings, bei den conventionellen Jahreszeiten zu bleiben (z. B. um die gleichzeitige Gestaltung eines oder mehrerer klimatischer Elemente in verschiedenen Gegenden zu vergleichen u. s. w.); aber für die klimatographische Schilderung eines Gebietes haben sie weniger Bedeutung.

Sodann müssen einbezogen werden die absoluten Extreme, die innerhalb eines möglichst langen Zeitraumes vorgekommen sind. Diese Extreme sind besonders für praktische Zwecke desshalb wichtig, weil die Existenz von Pflanzen- und Thierarten nicht selten derart an gewisse Temperaturgrenzen gebunden ist, dass sie, wenn diese Grenzen auch nur für kurze Zeit — für einige Stunden — überschritten werden, zu Grunde gehen, innerhalb dieser Grenzen aber sich accommodiren und fortwachsen können. Auch in rein klimatologischer Beziehung sind die absoluten Extreme wichtig, weil sie zeigen, in wie weit das Klima einer Gegend excessiv oder gleichförmig sei. Dieses letztere wird allerdings erst durch den Unterschied beider Extreme, also durch die Ziffer der grössten Schwankung (für jede Pentade, für jeden Monat oder für eine lange Jahresreihe) ausgedrückt; da jedoch diese Subtraction Jedermann leicht anstellen kann, ist sie dort, wo man auf Raumersparniss achten muss, auch entbehrlich.

Die mittleren Maxima und Minima ergänzen das Bild der Temperaturverhältnisse hauptsächlich in Bezug auf Excessivität, und sind in dieser Richtung noch sprechender als die absoluten Maxima und Minima, da wohl ausnahmsweise auch im Bereiche eines gleichmässigen Klimas in einem halben Jahrhundert ein einzigesmal eine sehr niedrige und ein einzigesmal auch eine sehr hohe Stundenaufzeichnung vorkommen, also in der Tabelle eine eben so weite Schwankung erscheinen kann, wie im Bereiche excessiver Klimate — niemals aber die mittleren Maxima und Minima einen solchen Schein erzeugen können. Diese letzteren sollten also wo möglich in die klimatischen Schilderungen aufgenommen werden. Die daraus zu berechnenden Schwankungen könnten allenfalls weggelassen werden.

Mehr entbehrlich sind die höchsten und niedrigsten Tagesmittel, da sie nichts wesentlich anderes zeigen, als was auch durch die mittleren Maxima und Minima ausgedrückt wird.

Die Details, welche nur aus dem Durchforschen aller einzelnen Stundenbeobachtungen zu entnehmen sind, z. B. auf welchen Tag durchschnittlich die höchste oder die niedrigste Temperatur, der erste oder der letzte Frost fällt, sind, so lange man nicht die Jahrgänge oder deren natürliche Abschnitte in typische Gruppen bringt, ohne besondere Bedeutung; dagegen wäre es für praktische Zwecke wichtig, die Länge und Frequenz der längsten Zeiträume anzugeben, innerhalb deren sich die Temperatur ununterbrochen oder nur mit kleinen Schwankungen nahe dem Maximum und dem Minimum der betreffenden Jahreszeit hält; denn eine Gegend, in der im Winter in vielen Jahren ein zusammenhängender Zeitraum von 4—5 Wochen mit ununterbrochener grosser Kälte (z. B. — 12° Tagesmittel) vorkommt, ist klimatisch sehr verschieden von einer

anderen, wo sich die Winterkälte höchstens in mehrere kurze Zeiträume von nur wenigen Tagen mit ebenfalls —12⁰ vertheilt; und Gegenden, deren Sommer nie länger als durch 3 bis 4 Tage Mitteltemperaturen unter +8⁰, dagegen auch höchstens nur durch 3 bis 4 Tage Mitteltemperaturen von +18⁰ haben, sind wesentlich verschieden von solchen, die im Sommer oft durch 2 Wochen Mitteltemperaturen unter +8⁰ R. und durch eben so lange Zeit hohe Mitteltemperaturen von circa +18⁰ R. besitzen.

Die Darstellung liesse sich etwa in folgender Form geben:

		Winter (Nov.—März)	Frühling (April—Mai)	Sommer (Juni—Aug.)	Herbst (Sept.—Oct.)
Mitteltemperatur der kältesten Tagesreihen.					
Im Mittel von 20 Jahren		—10⁰	+1⁰	+5⁰	+2⁰
Extreme binnen 20 Jahren		—14	—2⁰	+3⁰	+1⁰
Dauer und Frequenz der kältesten Tagesreihen mit den obigen Temperaturen					
im Mittel von 20 Jahren	Tage	5 Tage	2 Tage	3 Tage	2 Tage
	Frequenz	2mal	6mal	2mal	3mal
Extreme binnen 20 Jahren	Tage	3 Tage	2 Tage	3 Tage	2 Tage
	Frequenz	3mal	5mal	2mal	4mal

Natürlich lässt sich diese Darstellung variiren, je nachdem man die Temperatur oder die Dauer oder die Frequenz zum obersten Eintheilungsgrund nimmt oder alle Combinationen durchführen will.

Auch diese Art von Uebersichten, zu denen die Vorarbeiten nur erst von wenigen Stationen verfügbar sind, würden erst durch die Unterscheidung von typischen Gruppen der Jahrgänge oder der natürlichen Abschnitte der letzteren noch mehr Werth erhalten, und sie werden nur bei Detail-Schilderungen einzelner Stationen, nicht bei gedrängter Skizzirung weiterer klimatischer Gebiete Platz finden können.

Atmische Verhältnisse.

(Absolute und relative Luftfeuchtigkeit, Verdampfung.)

Voraussetzend, dass die Begriffe der verschiedenen Mittel und Extreme aus dem bei der Temperatur Gesagten dem Leser klar seien, können wir als die wichtigsten Angaben über atmische Verhältnisse für klimatographische Zwecke bezeichnen:

1. Monats- und Jahresmittel;

2. die absoluten und die mittleren Maxima nur bei der absoluten Luftfeuchtigkeit, da bei der relativen das Maximum nicht verschieden, sondern eben nur 100% sein kann;

3. die absoluten und die mittleren Minima für beide.

Wo das Materiale und der Raum geboten ist, empfiehlt sich noch

4. die absolut längsten und die durchschnittlich längsten in einer möglichst langen Jahresreihe vorgekommenen Zeiträume, innerhalb deren die Luftfeuchtigkeit ununterbrochen sehr gering oder sehr gross war, und zwar nach Jahreszeiten (nicht nach den einzelnen Monaten, da in manchen Gegenden die Dürreperioden länger als einen Monat dauern).

5. Die Frequenz der ununterbrochen sehr trockenen oder sehr feuchten Zeitabschnitte nach Jahreszeiten, wobei die Anzahl der Tage, welche man als einen hinreichend wichtigen Zeitabschnitt betrachten will, nach den Gegenden verschieden gewählt werden kann, jedoch immer so gewählt werden muss, dass sie dem Maximum der wirklich an der Station vorkommenden möglichst nahe liegt. So z. B.:

Durchschnittliche Anzahl der Dürreperioden von mehr als 3 Tagen mit nicht mehr als 35%:

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
—	1	5	2

oder:

Durchschnittliche Anzahl der Dürreperioden von mehr als 8 Tagen mit nicht mehr als 40%:

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
—	2	4	3

Für die Verdampfung gelten alle soeben angeführten Punkte (1—5).

Condensationsformen.

(Regen, Schnee, Graupeln, Hagel.)

Gewöhnlich beschränkt man sich auf die Angabe der leichter messbaren Niederschläge — Regen, Schnee, Graupeln und Hagel — wobei man entweder nur die von allen zusammen gegebene Wassermenge (Wasserhöhe) oder dieselbe abgesondert für jede der genannten Niederschlagsformen und überdiess die Gesammtmenge anführt.

Wir wollen später die Wichtigkeit der Aufzeichnungen auch für Nebel und Thau hervorheben, vorerst aber von den oben bezeichneten Niederschlagsformen handeln.

Die wichtigsten Angaben darüber für klimatographische Zwecke sind folgende:

1. Monats- und Jahresmittel der gesammten Niederschlagsmenge (Höhe), wo möglich aber auch der einzelnen Niederschlagsformen;

2. die mittlere Anzahl der Tage mit Niederschlag überhaupt, — und wo möglich auch gesondert nach den einzelnen Niederschlagsformen und zwar für alle Monate sowie für das Jahr;

3. die Niederschlags-Dichtigkeit, welche man erhält, indem man die Regenmenge durch die Anzahl der Regentage dividirt, und woraus

zu ersehen ist, welche Wassermenge durchschnittlich auf einen Niederschlagstag kommt, ob also in diesem oder jenem Monate wenige aber starke, oder wenige und schwache, zahlreiche aber schwache, oder zahlreiche und zugleich starke Niederschläge vorherrschen;

4. die grössten Monatssummen aus einer möglichst langen Jahresreihe.

Wo das Material vorhanden und der Raum geboten ist, jedenfalls für Specialstudien localer Klimate, soll noch weiter angegeben werden:

5. die sogenannte Regenwahrscheinlichkeit oder Frequenz, welche man erhält, indem man die mittlere Anzahl der Niederschlagstage des Monates durch die Anzahl der Tage desselben Monates dividirt, woraus zu ersehen ist, der wievielte Theil der Monatstage durchschnittlich als Niederschlagstage auftritt;

6. die grösste Regenmenge binnen 24 Stunden;

7. die längsten Zeiträume ohne alle Regentage sowie auch mit continuirlichen Regentagen (wenngleich nicht mit continuirlichem Regen) für jede Jahreszeit.

Die Condensationsformen des Nebels, Thaues und Reifes werden an den meisten Stationen unbeachtet gelassen, oder doch nicht wissenschaftlich verwerthet, nicht nur weil sie schwerer genau zu messen sind, sondern weil selbst das Vorhandensein derselben nicht immer so bestimmt constatirt werden kann, als es wünschenswerth wäre.

Was den Nebel anbelangt, so verzeichnet mancher Beobachter einen solchen nur dann, wenn die Station selbst in Nebel gehüllt ist, ein anderer aber schon in dem Falle, wenn er von der Station aus nach einer Seite hin Nebel erblickt; es kann ferner zweifelhaft sein, ob man höher ziehende Nebel als solche, oder schon als Wolken bezeichnen soll, dann ob feiner Nimbus (Nieseln, Nebelreissen) als Nebel gelten kann u. s. w. Oft liegen mehrstündige Nebel gerade zur Nachtzeit oder am frühen Morgen lange vor der ersten Beobachtungsstunde und sind zur Zeit dieser letzteren schon verschwunden. Bei der Durchsuchung der Stationsbeobachtungen stösst man daher häufig auf gegründete Zweifel über die Auffassung des Beobachters bezüglich des Nebels und kann dann nicht wagen, solche Aufzeichnungen zu wissenschaftlicher Bearbeitung zu verwenden.

Da es beim Nebel vorläufig keine Messung gibt, sondern es sich nur um die Angabe handelt, ob an einem Tage Nebel beobachtet wurde oder nicht, wäre vor Allem eine Vereinbarung darüber erforderlich, wann Nebel verzeichnet werden soll; und da erscheint es denn als das Angemessenste, die Bedingung festzusetzen, dass die Station selbst in Nebel gehüllt sei, sowie man auch nicht einen entfernten Regen, sondern nur den auf die Station selbst niederfallenden verzeichnet, und überdiess die

gewöhnliche Dauer der Nebel für jeden Monat anzugeben, wobei freilich ein Beobachter vorausgesetzt wird, der auch ausser den 3—4 vorgeschriebenen Ablesungszeiten auf die Vorgänge in der Atmosphäre achtet.

Da die Zeit des Nebels für die Vegetation eine Zeit der sistirten Verdampfung und der oft starken Befeuchtung ist, kommt man zu falschen Vorstellungen über das den Pflanzen zugeführte Wasser gegenüber der Verdampfung, wenn man nicht die Nebelzeiten in Betracht zieht, die in manchen Gegenden, besonders Gebirgsthälern, an Flüssen, Wäldern u. s. w. zwischen Mitte August und Mitte Mai von Sonnenuntergang bis lange nach Sonnenaufgang zu liegen pflegen.

Wie der Nebel, so sind auch Thau und Reif wegen ihres oftmaligen Eintretens bei Nacht oder am frühen Morgen nicht immer sicher zu constatiren, obgleich ihre Spuren länger zurückzubleiben pflegen als jene des Nebels; gleichwohl ist die Aufzeichnung der Tage mit diesen Condensationsformen sehr erwünscht, weil sie für viele Gegenden Monate lang den Regen ersetzen, jedenfalls aber die Niederschlagsmenge vermehren, und weil, wenn man sie vernachlässiget, falsche Vorstellungen über das Verhältniss zwischen Verdampfung und Niederschlag entstehen, so dass man am Ende bei einigen Stationen finden könnte, es verdampfe das Jahr hindurch weit mehr Wasser als die Niederschlagsmenge beträgt.

Hoffentlich wird es gelingen, einen verlässlichen Apparat zu construiren, der nicht allein erkennen lässt, ob es gethaut hat, sondern auch wieviel auf den Quadratfuss von einer bestimmten Substanz und Oberflächenbeschaffenheit *). Vorläufig ist es wenigstens erforderlich, dass man so oft als möglich das Vorhandensein von Thau oder Reif constatire und beifüge, wie lange sie auf bestimmter Unterlage, z. B. auf Kleefeldern, Wiesen u. s. w. liegen bleiben.

*) Prof. Kerner hat einen Apparat construirt nach dem Principe der Aräometers. Derselbe schwimmt in einer gefärbten Flüssigkeit, deren Farbstoff leicht an dem Rohre des Aräometers adhärirt. Fällt Thau auf die Platte am oberen, der Luft ausgesetzten Ende des Apparates, so sinkt dieser tiefer ein, und selbst wenn der Thau nachher wieder verdampft, sieht man an dem wieder höher aus der Flüssigkeit hervortauchenden Rohre, bis zu welchem Theilstrich es eingesunken war. Dieser Apparat ist zwar noch nicht vollkommen, aber verbesserungsfähig scheint er.

Klimatographische Uebersicht von Europa.

Der klimatische Charakter Europa's wird innerhalb dessen, was schon durch die Lage in drei Zonen (der wärmeren gemässigten mit Aequinoctialregen, der kälteren gemässigten mit Sommerregen, und der subarktischen) — bedingt wird, hauptsächlich durch den Einfluss modificirt, welchen die combinirte Wirkung des Golfstromes und der in gleicher Richtung wehenden äquatorialen Luftströmung hervorbringt *).

Der Golfstrom, welcher nach den früher dargestellten allgemeinen Gesetzen den nordatlantischen Ocean diagonal übersetzt und längs der Westküste von Europa bis über das Nordcap sich fortsetzt, würde schon für sich allein durch seine höhere Temperatur auch diejenige der über ihm befindlichen Luftschichten erhöhen. Direct geschieht diess im Winter, indirect auch im Sommer, indem kälteres Wasser längere Zeit bedürfen würde, um die sommerliche Temperatur anzunehmen, daher auch bei gleicher Insolation nicht bis zu jenem Wärmegrade gelangen könnte, wie dasjenige des Golfstromes, so dass also die sommerlichen Seewinde, die vom Gebiete jenes Meeresstromes gegen das Festland Europa's hin ausgehen, weniger kühl sein müssen, als wenn eben dort an Stelle des Golfstromes anderes Meerwasser läge. Südwest-, West- und Nordwestwinde müssten also schon vermöge dieses Umstandes zu allen Jahreszeiten eine höhere Temperatur mit sich und über das Land führen, als an anderen Küsten, wo ein solcher erwärmender Strom fehlt.

Dazu kommt nun noch, dass aus den gleichen bereits erörterten allgemeinen Gesetzen der Circulation auch die äquatorialen Luftströmungen aus südwestlicher Richtung gegen Europa anwehen und daher ihre feuchte Wärme hauptsächlich über die westliche Hälfte des Welttheiles ergiessen. Da diese Luftströmungen, weil aus niedrigeren Breiten kommend, auf ihrem Wege durch die immer näher zusammenrückenden Meridiane sich verdichten, theilweise anstauen und dann mit desto grösserer Gewalt auf der verengten Bahn fortdrängen müssen, wehen sie so häufig stürmisch und setzen dem abfliessenden Polarstrome ein so gewaltiges Hinderniss entgegen, dass dieser nur selten durchdringt und vorwiegend über den mehr östlich gelegenen Theilen Europa's seine Bahn nimmt, wo ihm kein solches Hinderniss entgegensteht.

Daher kommt es, dass zwar in ganz Europa zu allen Jahreszeiten sowohl äquatoriale als polare Strömungen vorkommen, dass aber die ersteren im westlichen, die letzteren im östlichen Theile vorwiegen.

Obwohl eine bestimmte Grenze zwischen diesen beiden Hälften des Welttheiles nicht gezogen werden kann, schon darum, weil die Grenze

*) Vrgl. Dove in „Tabellen und amtliche Nachrichten über den preussischen Staat. Berlin 1858," und in vielen anderen seiner Abhandlungen.

nothwendigerweise vielfach hin und her schwanken muss, ist es doch zum Verständnisse der klimatischen Eigenthümlichkeiten des Welttheiles nothwendig, dieses Verhältniss im Auge zu behalten.

Es folgt nun die Eintheilung Europas in klimatische Hauptgebiete, die wir „Provinzen" nennen wollen. Es werden dabei vielfach handschriftliche Entwürfe von Prof. A. Kerner benützt, die er uns schon vor Jahren freundlichst zur Verfügung stellte *).

KLIMATISCHE PROVINZEN EUROPAS.

A. In der Zone der Aequinoctialregen.

I. Mediterrane Provinz.

Diese umfasst die Küstenländer, Halbinseln und Inseln des Mittelmeeres, also Spanien, Südfrankreich, Italien, Illyrien, Dalmatien, Albanien, Griechenland, die kleinasiatischen Ufer. Durch die nördlich von diesem Gebiete liegenden Gebirge (Pyrenäen, Alpen, dinarisches Gebirge) von den nördlicheren Ländern Mitteleuropa's orographisch und klimatisch geschieden, unter dem Einflusse des Mittelmeerbeckens stehend und durch die südliche Lage in die Zone der Aequinoctialregen und der sommerlichen Trockenzeit fallend, überdiess durch Entwaldung der Gebirge und vorwiegend nacktes Gestein das eigene Klima stark beeinflussend, ist diese Provinz eine der am entschiedensten charakterisirten von ganz Europa.

Die winterlichen Temperaturen sind unter der Gunst der südlichen Lage auf nur 2—3 Monate eingeschränkt (December und Januar oder Mitte November bis gegen Ende Februar).

Am nördlichen Rande der Provinz bringen innerhalb dieser Zeit theils kalte Strömungen aus dem nördlich gelegenen Binnenlande, die sich besonders im östlichen Theile (nach dem oben angedeuteten Gesetze) einfinden, theils helle windstille Nächte nicht selten Temperaturen von 1—6^0, selbst 10^0 unter Null, aber nie für längere Dauer, meist nur für einige Stunden; am südlichen Rande kommen Frosttemperaturen in vielen Wintern gar nicht vor. Schnee bleibt selten einige Stunden lang liegen, zerfliesst meistens schon beim Auffallen auf den Boden, und die meisten winterlichen Niederschläge bestehen in Regen im Gefolge der über das Mittelmeer kommenden (äquatorialen) Winde, welche mit den trockenen und kälteren Binnenwinden wechseln.

Spätestens Anfangs März beginnt mit dem Zurückweichen dieser Winde und dem Vorwalten der warmen Luftströmung ein rasches Steigen der Temperatur, und schon Ende April oder längstens Mitte Mai stellen

*) Kerner selbst hat seither einen Theil dieser Aufzeichnungen in der neuen Auflage von Schaubach's deutschen Alpen veröffentlicht. Separatabdruck bei Frommann in Jena, 1870.

sich die vollständig sommerlichen Temperaturen ein, d. h. die Maxima sowie die Tagesmittel erreichen schon jene Höhe, auf welcher sie auch im Juli und August zu stehen und selbst noch bis tief in den September hinein zu bleiben pflegen, so dass ein nur zweimonatlicher Frühling, dagegen ein fünfmonatlicher Sommer resultirt. Während desselben nimmt die Trockenheit der Luft und die Regenarmuth sehr bedeutend zu, und selbst Thau wird selten. Ganz regenlos sind übrigens die Sommer nie, denn wenn es auch ganz dürre Zeiträume von 3—6—10 Wochen gibt, so kommen doch entweder noch im Juni oder schon wieder im August, in manchen Sommern auch jeden Monat, Gewitter mit Regengüssen vor, die freilich nur kurz dauern.

Erst der October bringt wieder die eigentlichen äquinoctialen Herbstregen und nach deren Ablauf allmälig sinkende Temperaturen und kalte Landwinde, und nach etwa zweimonatlichem Herbste tritt der schon geschilderte Typus der winterlichen Witterung ein.

Dieser Verlauf der durchschnittlichen Jahreswitterung, welche weit weniger wechselvoll ist als in den nördlicher gelegenen Provinzen, äussert auf die Vegetation folgenden Einfluss.

Der kurze Winter bringt nicht alle Pflanzenarten zum Stillstande ihrer Vegetation, sondern lässt mehrere Holzpflanzen sich ungestört fortentwickeln; selbst jene aber, bei denen ein Winterschlaf eintritt, dehnen denselben nicht über 2—3 Monate aus. Schon Ende Januar oder im Februar beginnen einzelne Arten (wie Mandelbäume) zu blühen; das allgemeinere Aufsteigen des Frühlingssaftes durch die Stammbildungen der Holzpflanzen tritt aber doch nicht vor Ende Februar oder Anfangs März ein.

Von da an geht die Entwicklung der Pflanzen sehr rasch, weil die steigende Wärme auch von reichlichen Niederschlägen begleitet zu sein pflegt, die bis Mai ziemlich sicher fortdauern, so dass dort im April und Mai eine ganz besonders üppige und artenreiche Vegetation sich entfaltet. Diese erreicht aber schon Ende Mai oder Anfangs Juni ihren Höhepunkt und es folgt dann im Juli und August wegen der eintretenden Dürre bei der Mehrzahl der Arten ein mehr oder weniger entschiedener Stillstand (Sommerschlaf). Da jedoch dieser Sommerschlaf vom Winterschlaf durch eine mindestens viermonatliche günstige Vegetationszeit (März bis Juni) getrennt ist, haben jedenfalls die hochstämmigen Holzpflanzen in der Zwischenzeit volle Gelegenheit, nebst ihren Blüthen und Früchten auch ihre Jahresringe und nachschaffenden Knospen auszubilden; besonders ist diess bei den tiefwurzelnden Arten der Fall, die von unten her Feuchtigkeit holen können; flacher wurzelnde, z. B. die Waldkiefer (Pinus sylvestris), können das nicht, sie kommen daher in dieser Provinz nicht fort.

Die einjährigen Pflanzen schliessen innerhalb jener 4—5 Monate ihren Lebenslauf vollends ab mit Inbegriff der Samenbildung für's nächste Jahr.

Von den Gräsern mit zwei- oder mehrjährigen Wurzeln und Stolonen verdorren zwar während des Sommerschlafes die Blätter, aber nicht die Wurzeln, und mit den Herbstregen treiben sie neu hervor. Auch viele Holzpflanzen und Halbsträucher blühen zum zweitenmale im Herbst und andere kommen überhaupt erst nach dem Sommerschlafe zur Blüthe.

Die sommergrünen Holzpflanzen verlieren ihr Laub Ende October oder im Lauf des Novembers; die zahlreichen lederblätterigen Gewächse dieser Provinz aber erleiden auch durch den Winter in der Regel keine Entlaubung und bleiben immergrün.

Uebrigens ist für das bleibende Gedeihen solcher immergrüner Bäume und Sträucher nicht so sehr eine milde Temperatur des Winters, als eine bedeutende und lange Sommerwärme mit ununterbrochener (durch tiefe Wurzeln vor dem Sommerschlaf bewahrter) Vegetation die Hauptbedingung; denn diese gestattet dem Zellsafte die vollständige Ausbildung auch jener langsamer wachsenden Gewebe und Organe, welche, wenn einmal vorhanden, bedeutenden Schutz gegen die Folgen der Winterkälte gewähren, wie insbesondere stark verdickte Cutis der Blätter und Wollhaare. Daher gedeihen Lorbeerbäume, immergrüne Eichen u. s. w. in Istrien selbst dort, wo winterliche Temperatur-Minima von — 5° bis — 10° R. vorkommen, weil sie eben von März bis tief in den October ihre Schutzorgane ausbilden konnten, was ihnen in dem kurzen Sommer nördlich der Alpen nicht möglich wäre.

Den Charakter der Culturen beeinflussen diese Verhältnisse der mediterranen Provinz in folgender Weise.

Das Gedeihen der Gramineen ist stark beeinträchtiget oder doch häufig gefährdet durch die Sommerdürre; findet sich nicht vom Frühling her genug Feuchtigkeit im Boden und kommen nicht im Sommer einige wolkenreiche Tage durch ihren Schatten zu Hilfe, so sind Missernten des Getreides unausbleiblich. Der Mais ist mehr begünstigt, weil er noch von den Gewitterregen des August Vortheil ziehen kann; bleiben diese aus, so ist es auch um ihn geschehen.

Urwüchsige Wiesen mit fettem Gras- und Blumenwuchs gibt es nicht, aber magere kurzgrasige Weideflächen von Festuca- und Bromus-Arten sind nicht selten. Zu künstlichen Wiesen fehlt meist das Wasser, hat man aber dieses, dann lassen sich reiche Erträge aus Wässerwiesen erzielen.

Etwas besser als in offener Lage hält sich die niedrige bodenständige Gras- und Krautvegetation unter dem Schatten der dortigen Nie-

derwälder, die desshalb auch meist zugleich die beste Weide abgeben — leider zum Nachtheile der Holzvegetation.

Die Beschattung durch Bäume ist dort sogar den Feldern nützlich, während sie in höheren Breiten schädlich wirkt und auch wegen der Traufe vermieden werden muss. In der mediterranen Provinz empfiehlt es sich daher, in Zwischenräumen von wenigen Klaftern Ulmen, Maulbeerbäume u. s. w. reihenweise in die Felder zu setzen oder selbst zwischen den Weinlauben Getreide oder Gemüse zu ziehen. Besonders durch die hier mögliche reichliche Einpflanzung der Maulbeerbäume zwischen die Acker- und Gartenbeete ist die so allgemeine Verbreitung der Seidencultur bedingt, — eine Vorbedingung, die in höheren Breiten wegfällt.

Die für diese Gegenden speciell wichtigsten Culturpflanzen sind der so tiefwurzelnde, der sommerlichen Dürre trotzende und vom langen Herbst begünstigte Weinstock und der gleichfalls tiefwurzelnde lederblättrige Oelbaum, — dann aromatische Halbsträuchlein (Thymian, Lavendel, Salbei, Rosmarin etc.). Die magere Weide ist nur für genügsame Schaf-Racen anpassend, Rinder können in der Regel nur ungenügend ernährt, allenfalls zu Zugvieh herangezogen, aber nicht zu reichlicher Milch- oder Fleischbildung gebracht werden.

Zur Repräsentation des mediterranen Klimas mögen folgende Stationen dienen *):

Malta 35° 54′ nördl. Br. 14° 31′ östl. L. Gr. 232′.

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Häufigkeit der Winde in Tagen													
NO. und O.	4	13	4	6	4	8	9	7	10	8	9	5	86
SO. und S.	5	5	5	5	5	6	3	4	4	3	9	6	60
SW. und W.	12	6	12	7	8	5	8	4	5	4	6	8	86
NW. und N.	10	7	7	13	13	12	10	16	12	15	7	11	132
Temperaturmittel													
	11·1	10·0	10·9	11·2	12·3	15·4	16·7	21·0	21·2	19·7	17·3	14·3	15·0
Absolute Temperatur-Extreme.													
Maxima	21·8	18·6	15·5	14·6	17·4	20·2	23·1	26·6	31·1	30·6	28·0	27·5	31·1
Minima	5·3	5·3	2·7	4·9	5·8	8·4	10·0	10·7	15·1	12·9	10·7	7·6	2·7
Feuchtigkeit													
Procente	76	75	80	76	75	75	68	67	60	62	66	75	71
Regenmenge													
Regenmenge	73·5	54·1	66·5	40·0	5·7	1·7	0·6	0·4	0·0	0·6	9·6	15·9	22″·38
Regentage	10	15	18	12	6	4	3	2	0·	1	3	8	82

*) Die Temperaturen sind stets in °R., die Feuchtigkeit in %, die Regenmengen in Pariser Linien und Zollen.

Neapel 40° 52′ nördl. Br. 14° 15′ O. v. Gr. 482′.

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Häufigkeit der Winde in Tagen													
NO. und O.	16	15	11	11	8	7	5	4	6	9	10	13	115
SO. und S.	2	3	3	3	3	3	4	4	3	3	3	3	37
SW. und W.	7	9	9	12	15	17	16	17	16	13	13	10	154
NW. und N.	6	4	5	5	4	4	5	6	6	5	5	4	59
Temperaturmittel													
	7·5	6·6	6·9	9·0	10·5	14·1	16·6	19·3	18·7	16·2	13·4	9·9	12·4
Mittlere Temperatur-Extreme													
Maxima	13·5	13·0	13·4	15·8	19·0	22·1	23·8	25·8	26·4	24·0	21·0	17·1	30·5*)
Minima	3·1	0·2	1·1	4·1	5·4	9·2	12·8	14·6	13·4	11·7	9·7	3·4	— 3·2
Niederschlag													
Regenmenge	45·2	40·4	32·5	31·6	27·9	21·8	14·8	7.4	16·8	33·0	45·8	52·7	30″·82
Regentage	12·3	12·1	11·5	11·7	11·5	10·3	5·7	3·1	5·1	8·1	10·6	14·5	116·4

*) Absolute Extreme

Rom 41° 54′ nördl. Br. 12° 28′ O. v. Gr. 160′.

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Häufigkeit der Winde in Tagen													
NO. und O.	13	13	8	7	6	5	6	5	4	6	6	10	89
SO. und S.	5	5	5	7	9	10	8	8	9	9	9	6	90
SW. und W.	3	3	4	8	9	11	12	13	11	7	8	4	93
NW. und N.	10	10	11	9	6	5	4	5	7	8	8	10	93
Temperaturmittel													
	6·9	6·1	6·6	8·3	11·1	13·6	17·7	19·7	19·3	16·6	13·5	9·5	12·5
Mittlere Temperatur-Extreme													
Maximum	12·6	11·8	12·5	14·6	18·2	21·4	23·9	25·8	25·7	23·5	19·9	15·8	30·4*)
Minimum	0·2	—0·7	0·5	1·2	3·9	7·4	9·3	11·7	11·0	10·3	6·6	2·0	—4·7
Feuchtigkeit													
Procente	57	69	63	54	57	57	52	44	45	54	61	68	57
Niederschlagsverhältnisse													
Regenmenge	41·6	31·0	25·3	27·8	31·8	20·9	15·1	7·1	12·7	27·2	45·7	42·4	27″·43
Anzahl der Regentage .	10·6	11·3	9·8	10·1	10·0	9·8	5·4	3·2	4·4	7·8	10·0	12·6	105·0

*) Absolute Extreme von 40 Jahren

Bologna 44° 30′ nördl. Br. 10° 7′ östl. L. 470′.

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Häufigkeit der Winde in Tagen													
NO. und O.	3	2	3	6	9	9	9	9	9	8	5	3	75
SO. und S.	2	1	2	3	4	5	4	4	5	4	4	2	40
SW. und W.	20	21	16	14	10	10	11	10	10	12	15	18	167
NW. und N.	6	7	7	8	7	7	6	8	7	6	7	7	83
Temperaturmittel													
	2·8	1·0	3·2	7·0	10·6	14·9	18·2	20·2	19·5	16·1	11·7	6·2	11·0
Mittlere Temperatur-Extreme													
Maxima	9·4	7·0	8·8	15·8	19·1	21·0	26·4	27·9	27·4	22·6	18·4	12·7	31·1*)
Minima	—2·0	—7·0	—5·2	0·0	4·6	7·7	10·2	13·5	11·8	9·4	4·2	—0·8	—13·5
Niederschlagsverhältnisse													
Regenmenge	18·4	13·3	19·2	19·1	20·0	24·8	24·8	14·0	17·2	26·8	31·0	27·0	21″·30
Regentage	9·1	8·9	7·0	8·5	7·9	8·2	8·4	6·0	6·7	6·7	11·1	8·3	96·8

*) Absolute Extreme von 45 Jahren

Valencia in Spanien 38° 28′ nördl. Br. 3° 19′ O. v. Gr. 73′.

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Häufigkeit der Winde in Tagen													
NO. und O.	0	0	0	1	6	8	8	11	9	4	2	0	
SO. und S.	0	1	1	0	1	2	3	2	7	3	0	0	
SW. und W.	25	26	20	20	14	14	12	9	7	13	19	24	
NW. und N.	6	4	7	10	9	7	7	9	8	10	10	6	
Temperaturmittel													
	8·9	8·3	10·2	10·6	12·3	15·0	17·6	19·8	19·8	18·2	15·4	11·5	13·9
Mittlere Temperatur-Extreme													
Maxima	17·4	17·4	19·8	21·0	23·0	24·0	28·2	28·2	28·6	27·0	24·2	23·0	40·5
Minima	0·2	—0·2	3·0	1·0	4·0	7·4	10·3	13·4	13·8	9·6	7·0	3·4	— 2·0
Feuchtigkeit													
Procente	72	68	68	63	64	65	62	61	65	66	68	69	66
Niederschlagsverhältnisse													
Regenmenge	29·2	12·8	12·3	12·0	16·9	24·1	9·3	6·5	5·2	26·2	43·2	32·2	19·16″
Regentage	4·7	5·7	3·7	4·0	3·3	4·0	3·3	1·0	1·3	7·0	6·3	3·0	47·3

Madrid 40° 25′ nördl. Br. 3° 41′ O. v. Gr. 1940′.

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Häufigkeit der Winde in Tagen													
NO. und O.	13	15	9	8	9	7	7	8	10	8	10	7	111
SO. und S.	4	4	5	6	7	6	3	5	5	5	8	6	64
SW. und W.	9	7	6	8	9	12	13	11	11	10	8	9	113
NW. und N.	5	5	8	9	5	6	7	7	5	7	5	8	77
Temperaturmittel													
	5·0	5·6	5·8	7·7	10·5	13·4	16·8	19·7	19·9	16·1	11·7	6·4	11·6
Mittlere Temperatur-Extreme													
Maxima	12·4	12·0	14·4	18·6	21·3	24·6	28·5	31·8	31·6	27·0	22·6	15·0	33·8*)
Minima	−3·9	−3·7	−4·4	−1·4	0·7	1·8	5·4	7·7	8·3	5·2	1·4	1·0	−7·7
Feuchtigkeit													
Procente	88	86	78	70	67	64	55	42	41	60	68	81	68
Niederschlagsverhältnisse.													
Regenmenge	9·3	19·1	14·2	10·6	15·4	17·6	11·7	2·2	6·8	15·7	21·2	17·7	13″·46
Regentage	7·1	5·6	7·6	5·5	7·6	9·0	4·7	1·5	2·1	4·0	8·2	0·8	62·9

*) Absolute Extreme.

Leon 42° 37′ nördl. Br. 5° 34′ W. v. Gr.

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Häufigkeit der Winde in Procenten													
NO.—O.	42	0	29	4	19	24	12	17	25	18	12	20	18
SO.—S.	15	24	29	43	21	25	5	13	14	21	29	16	20
SW.—W.	13	47	4	17	8	12	34	27	10	18	29	4	19
NW.—N.	30	29	38	36	52	39	49	43	51	43	30	60	43
Temperaturmittel													
	3·0	2·3	3·6	5·8	9·4	11·1	13·5	18·1	15·7	12·2	9·8	4·2	9·0
Absolute Temperatur-Extreme													
Maxima	7·8	7·9	10·0	12·8	18·7	22·4	22·8	29·3	29·6	20·4	19·5	16·2	29·6
Minima	−2·4	−4·0	−5·6	−1·8	−2·6	1·2	2·1	3·2	3·2	2·2	−1·0	−3·4	−5·6
Feuchtigkeit													
Procente	85	88	83	76	65	66	53	43	50	67	68	74	68
Niederschlagsverhältnisse													
Regenmenge	41·9	22·7	23·0	35·5	18·0	33·7	7·1	0·0	9·3	19·5	19·5	9·3	19″·96

Man sieht, wie die südlichsten dieser Beobachtungsorte, Malta und Madrid, ihre grösste Regenmenge sehr spät im Herbste bis in den Winter hinein und dann wieder ganz zeitlich im Frühjahre haben und in dieser Beziehung sich dem Charakter der südlich angrenzenden Zone der Winterregen nähern.

Allen Stationen ist die Regenarmuth zwischen Mai und September oder October und daher der 4—5monatliche Sommer gemeinsam.

II. Die südliche oceanische Provinz.

Der Westen Europa's — der aussermediterrane Theil der pyrenäischen Halbinsel und Frankreichs bis an die Alpen und Vogesen, dann die britischen Inseln — steht unter dem Einflusse jener mächtigen, zu allen Jahreszeiten vorwaltenden oceanischen Winde, durch welche die Polarströmung gewöhnlich weiter nach Osten gedrängt wird. Daraus folgt, dass die Witterung hauptsächlich in einem Wechsel zwischen langdauernden, oft stürmisch wehenden äquatorialen Winden aus SW bis W. und localen Berg-, Land- und Seewinden besteht.

Solche locale Eigenthümlichkeiten machen sich im Innern Spaniens besonders stark geltend, da mehrere parallele hohe Gebirgszüge, Hochebenen und Thalgebiete auf einander folgen, überdiess der hohe Stand der Sonne im Sommer einen mächtigen aufsteigenden Luftstrom erzeugt, der die Feuchtigkeit der oceanischen Winde sehr vermindert, so dass hier, wie schon bei der mediterranen Provinz gezeigt, der Sommer die regenarme Zeit ist.

In Portugal hingegen macht sich der Einfluss der oceanischen Luftströmungen ungehindert geltend. Spanien gehört demnach — vielleicht mit Ausnahme der Küste von Biscaya, wo der oceanische Charakter mehr hervortritt — noch zur mediterranen Provinz, Portugal hingegen müssen wir, ungeachtet seiner geringen Ausdehnung, als eine eigene, als die „südliche oceanische" oder „lusitanische" Provinz auffassen, die von der daranstossenden nördlichen zu trennen ist, weil sie noch die vorwiegenden Winterregen und die intensivere Sommerhitze besitzt, die mit der südlichen Lage verbunden sind und den Charakter des Klimas wesentlich anders gestalten, als an den weiter nördlich folgenden oceanischen Küsten Frankreichs, Deutschlands und Britanniens.

Der regenreiche warme Winter unterbricht kaum die Vegetation, geht jedoch nicht mit so raschen Sprüngen, wie in der mediterranen Provinz, in den Frühling über, da entschieden feuchte Winde mit starker Bewölkung die Wirkung der höher steigenden Sonne vermindern. Auch der Uebergang vom Frühling in den Sommer findet mehr allmälig statt, und erst im Juni oder Juli wird die Trockenzeit entschieden, die

in der mediterranen Provinz schon im Mai oder Anfangs Juni sich festgesetzt hat. Selbst diese regenarmen Sommermonate haben keine so grosse Lufttrockenheit und Hitze, da häufige oceanische Winde Kühlung, einige Feuchtigkeit und nicht selten auch Regenfälle bringen. Durch einen sanft abgestuften Herbst mit früh eintretenden Regen geht endlich die wärmere Jahreshälfte in den Winter über.

Die Vegetation ist also in dieser Provinz im Winter für die meisten Arten gar nicht, im Sommer kaum so lange wie in der mediterranen Provinz und nur für wenige Pflanzenarten unterbrochen.

Das allmälige Uebergehen des Winters und des noch immer regenreichen Frühlings in den Sommer, sowie das frühzeitige Eintreten der Herbstregen in dieser Provinz ersieht man am besten aus folgender Uebersicht der Regenmengen nach den einzelnen Monaten (Par. Lin.).

	Dec.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.
Coimbra	124	120	36	44	20	115	115	34	86	98	240	230
Lissabon	53	37	29	31	53	19	2	4	5	16	31	22

In Coimbra bildet also nur der Juli, in Lissabon nur Juni, Juli und August durch Regenarmuth einen entschiedenen Gegensatz zu den anderen Monaten.

Ein subtropischer Charakter der Flora ist die Folge dieser klimatischen Verhältnisse, und die Bodencultur ist durch diese sehr begünstigt, weit mehr als durch den Boden. Das Gebiet, auf dem dieser Charakter entschieden ausgeprägt erscheint, ist jedoch noch durch die häufigen hohen Gebirge Portugals einerseits und durch trockene Sandstrecken andererseits sehr eingeschränkt.

Als repräsentirende Stationen können folgende dienen:

Lissabon 38° 43′ nördl. Br. 9° 8′ W. v. Gr. 336′.

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Häufigkeit der Winde in Tagen													
NO. und O.	17	14	10	10	10	12	10	10	9	5	11	12	130*)
SO. und S.	2	2	3	3	2	2	0	2	1	2	2	3	24
SW. und W.	4	5	6	5	7	6	7	1	4	7	5	6	63
NW. und N.	6	9	8	13	11	9	12	16	15	14	11	7	131
Temperaturmittel													
	8·3	8·0	8·7	9·9	11·8	13·1	15·8	17·1	17·2	16·0	13·7	10·8	12·5
Mittlere Temperatur-Extreme													
Maxima	14·1	13·2	14·1	16·9	19·2	22 0	26·1	28·0	27·8	25·4	21·7	16·8	30·2**)
Minima	1·7	2·4	2·1	4·4	6·0	7·0	9·4	10 8	11·8	10·1	7·8	4·6	—1·2
Feuchtigkeits													
Procente	79	78	72	68	66	64	60	54	55	62	68	76	67
Niederschlagsverhältnisse													
Regenmenge	40·7	44·6	47·4	37·8	24·2	22·3	8·8	0·9	5·8	11·5	42·1	60·8	28″·92
Regentage	12·2	14·6	12·8	11·0	10·5	9·9	5·0	1·2	1·9	6·6	10·9	14·0	110·6

*) Die zum vollen Monat und Jahr fehlenden Tage sind Tage mit Windstille.
**) Absolute Extreme.

Campo Maior 39° 2′ nördl. Br. 6° 59′ W. v. Gr. 876′.

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Häufigkeit der Winde in Tagen													
NO. und O.	8	8	8	6	6	3	6	3	3	5	8	9	73*)
SO. und S.	6	7	5	5	6	6	5	4	5	5	5	5	64
SW. und W.	5	4	4	7	5	10	8	8	8	8	4	4	75
NW. und N.	8	9	9	12	11	11	11	16	15	11	13	9	135
Temperaturmittel													
	6·6	6·6	8·0	9·2	12·8	14·8	18·9	20·0	20·1	17·7	13·3	9·5	13·1
Mittlere Temperatur-Extreme													
Maxima	14·5	14·8	17·2	20·0	25·0	26·8	31·8	33·4	32·6	29·8	23·8	19·0	34·5**)
Minima	−0·6	−0·7	1·4	1·1	3·3	4·2	8·2	9·8	10·1	8·3	5·1	1·8	−2·9
Feuchtigkeit													
Procente	77	78	69	59	52	53	40	37	38	47	61	71	57
Niederschlagsverhältnisse													
Regenmenge	23·5	25·7	18·2	27·0	17·7	27·0	10·0	1·5	8·4	14·2	28·4	29·7	19″·27
Regentage	8·7	11·4	10·1	10·1	8·0	9·7	5·1	1·7	2·3	6·1	9·1	9·6	91·9

*) Die fehlenden Tage sind Tage mit Windstille.
**) Absolute Extreme.

Porto 41° 8′ nördl. Br. 8° 27′ W. v. Gr. 260′.

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Häufigkeit der Winde in Tagen													
NO. und O.	8	6	6	7	4	2	4	3	4	4	5	7	60
SO. und S.	12	11	8	4	5	3	3	1	2	4	7	10	70
SW. und W.	6	8	8	8	10	17	12	16	14	14	10	8	131
NW. und N.	5	6	6	12	11	9	11	11	11	8	9	5	104
Temperaturmittel													
	8·5	8·1	9·0	9·7	12·6	14·0	17·0	17·1	17·4	15·9	13·3	10·5	12·7
Mittlere Temperatur-Extreme													
Maxima	14·6	14·2	15·0	17·3	20·7	22·2	25·4	26·8	26·6	24·3	21·3	17·4	29·9*)
Minima	1·4	0·8	2·3	2·6	4·9	7·1	9·2	10·8	11·1	8·9	6·0	3·0	−0·3
Feuchtigkeit													
Procente	80	83	78	74	71	73	70	75	71	74	78	77	75
Niederschlagsverhältnisse													
Regenmenge	69·6	93·1	41·7	67·8	34·1	57·6	16·9	8·0	12·9	55·9	79·8	75·8	51″·10
Regentage	11	15	9	11	7	10	4	2	4	9	12	11	105

*) Absolute Extreme.

Am besten ist das lusitanische Klima durch die Station Porto repräsentirt, welche von localen Störungen am meisten frei ist; die weitaus vorwiegenden Seewinde zwischen SW. und NW. sind hier sehr deutlich ausgeprägt, ebenso wie die mässigen Extreme der Temperatur und die reichlicheren Regen, die selbst im Sommer nicht so selten sind wie im benachbarten Spanien.

Lissabon leidet an der schon Seite 351 angedeuteten localen Eigenthümlichkeit der Windvertheilung.

Campo maior, schon nahe an 1000 Fuss hoch im Innern des Landes gelegen, zeigt grössere Unregelmässigkeiten und insbesondere grosse Temperatur-Extreme.

B. In der Zone der Sommerregen.

III. Die nördliche oceanische Provinz.

Hier tritt die Herrschaft der oceanischen Südwest- und Westwinde am entschiedensten hervor; nicht nur die allgemeine Polarströmung findet selten er ihren Weg über dieses Gebiet, sondern auch die localen Modificatoren (zweiter Ordnung) sind weder einzeln noch zusammengenommen so bedeutend, dass sie in den oceanischen Typus wesentliche Variationen zu bringen im Stande wären.

Schon die Begrenzung der Jahreszeiten ist hier weniger scharf, als in den übrigen Provinzen, so dass wir, wenn wir in üblicher Weise den allgemeinen Gang der Meteoration mit dem Winter beginnen wollen, nicht genau sagen können, wann er beginnt und wie lange er dauert. Diese Vermischung der Grenzen rührt hauptsächlich daher, dass wegen der so häufigen und meist langdauernden Bedeckung des Himmels der Stand der Sonne innerhalb jeder der vier mathematischen Jahreszeiten nicht jene entschiedene Wirkung ausüben kann, vermöge deren derselbe anderwärts zugleich den physischen Jahreszeiten einen entschiedeneren Typus und bestimmtere Grenzen anweiset.

Wenn wir also hier als den physischen Winter dieser Provinz die Zeit zwischen Anfangs December und Anfangs März bezeichnen, so ist diess eben nur eine ganz beiläufige Begrenzung. Nicht Fröste und Schneefälle sind es, welche hier den Winter charakterisiren, sondern hauptsächlich die allmälige, übrigens nicht sehr bedeutende Abkühlung der vorherrschenden oceanischen Winde und das öftere Eintreten kalter Strömungen entweder von den höheren Bergen herunter oder aus dem östlich und nordöstlich gelegenen Binnenlande, ohne dass dieses immer gerade die eigentliche Polarströmung wäre. In England und Schottland insbesondere weht nicht selten ein scharfer, kalter, aber nicht sehr trockener Nordost- oder Ost-

wind aus Scandinavien und erzeugt jenen Witterungstypus, den die empfindlichen Naturen unter den Briten am meisten hassen. Zu entschiedenen Frostperioden kommt es nur selten, da durch die fast fortwährende Wolkendecke die örtliche Ausstrahlung sehr verringert wird, die weiterher kommenden Winde aber in der Regel Temperaturen ober Null mit sich bringen. Die Abwesenheit polarer Strömungen hat auch die Seltenheit von Schneefällen im Gefolge, und eine zusammenhängende Schneedecke kann schon wegen der bald wieder eintretenden Regen und positiven Temperaturen nicht lange liegen bleiben.

Ausnahmen kommen allerdings vor, wenn die baltischen Luftströmungen mächtiger und andauernder wehen, im Contacte mit der oceanischen Luftströmung reichlicheren Schneefall erzeugen und hierauf heitere Tage mit starker nächtlicher Ausstrahlung folgen; aber dieser Fall kehrt oft jahrelang nicht wieder.

In der Regel besteht also der Winter mehr aus feuchtkühlen, vielfach stürmischen, als aus kalten und trockenen Tagen. Schon im Februar beginnen Pentaden mit Durchschnittstemperaturen von + 3° bis 4° R. obwohl auch noch einzelne Frosttage sich einschieben; im März herrscht durchschnittlich in der Provinz schon eine Mitteltemperatur von +5 bis + 6° R. (in Nantes + 8°, in Dublin + 4·3°, in London + 5·4°). Einen eigenthümlichen Typus erhält aber der Frühling bei seinem weiteren Fortschreiten durch die geringe Temperaturzunahme, welche um so mehr auffällt, als im Binnenlande gerade vom März zum April, besonders aber vom April zum Mai und dann zum Juni, die grössten Sprünge eintreten. So sind z. B. die Monatstemperaturen des Frühlings und Frühsommers:

	März	April	Mai	Juni	Unterschied der 4 Monate
In Nantes	8·0	9·6	12·5	14·9	1·0, 2·9, 2·4
„ London	5·4	7·9	10·8	13·8	2·5, 2·9, 3·0
„ Dublin	4·4	5·9	8·8	10·5	1·5, 2·9, 1·7

Der grösste Sprung ist also 2·9 bis 3° R., während er für diese Jahreszeit im Binnenlande 5·5—7° beträgt*).

Es folgt dann ein mässig warmer Sommer mit geringer Heiterkeit des Himmels, selbst an schönen Tagen meist mit viel Haufenwolken, mit häufigen Regenfällen, leichten, wechselnden, localen Winden, also mit weit geringerer Stetigkeit als in den beiden bisher geschilderten Provinzen.

*) So finden wir beispielsweise an drei Binnen-Stationen folgenden Gang der Temperatur:

	März	April	Mai	Juni	Unterschiede		
Rom	8·2	10	15·5	17·9	1·8,	5·5,	2·1
Genf	3·4	6·1	11·6	13·4	2·7,	5·5,	1·8
Ofen	2·8	7·6	14·6	16·1	4·8,	7·0,	1·5

Dem Sommer folgt ein langer, allmälig kühler werdender Herbst, dessen Anfang man etwa auf die ersten bis mittleren Tage des September setzen kann und der unter zunehmenden oceanischen Stürmen in den Winter übergeht.

Der Einfluss dieses Klimas, welches eine sehr lange, stets mit Feuchtigkeit versehene aber nur mässig und langsam sich erwärmende Vegetationsperiode bedingt, auf die Pflanzen ist folgender. Der Winter bedroht die Gewächse nicht mit Erfrieren und sistirt die Vegetation nur kurze Zeit. Schon die milde Temperatur des Februar lässt das Steigen des Saftes in den meisten Bäumen beginnen und dieses wird nur noch bisweilen auf kurze Zeiten durch nachfolgende Rückfälle der Kälte wieder aufgehalten. Die Mandelbäume blühen wie in Oberitalien und an den adriatischen Küsten schon Ende Februar und bereits im März ist die Vegetation im Allgemeinen thätig. Diese Thätigkeit schreitet aber von nun an langsamer vor, als in der mediterranen Provinz, da die Temperatur nur ganz langsam wächst und somit den Pflanzen eine weit geringere Anregung zur Entwicklung gibt, als die rasche Temperaturzunahme des März und April in den continentalen Provinzen. Auch fehlt der Reiz der directen Insolation, ja selbst des zerstreuten Lichtes vom blauen Firmamente, da Nebel und Wolkenbedeckung so häufig sind.

So geht es auch im Sommer fort; hinlängliche Feuchtigkeit und mässige Wärme, genug um die vegetativen Organe (Wurzeln, Axen, Blätter) reichlich zu entwickeln, aber zu wenig Wärme und Licht, um ein reiches Blühen, reichliche Stärkemehl- und Zuckerbildung hervorzubringen; die Masse der Früchte und Samen, der Grad ihrer Ausreifung besonders für Nutzzwecke, steht also bei vielen Pflanzen zurück gegen dasjenige, was weiter östlich unter einer zwar niedrigeren Frühlings- aber desto höheren Sommertemperatur erzielt werden kann, und jene Arten, welche besonders intensiver Wärme des Spätsommers bedürfen, so die Weinrebe, versagen ganz den Erfolg. Dagegen gedeihen üppig jene Pflanzen, welche mehr einer gleichmässigen, von Kälte-Extremen entfernten Temperatur bedürfen; so finden wir Myrthen, Granatbaum, Erdbeerbaum, sträuchige Eriken u. s. w. an vielen Stellen der französischen Küste und selbst Irlands und Englands im Freien gedeihen — allerdings mit nicht sonderlich ausgebildeten Früchten.

Der Wald und die natürliche Wiese, sowie der künstliche Wiesenbau, dann Blattgemüse sind besonders von diesem Klima begünstigt; Getreide ist nicht so sicher und hängt die Erreichung der besten Qualität nur von der Gunst einiger Pentaden des Sommers ab, die bei geringerer Regenhäufigkeit und etwas heiterem Himmel die volle Nutzreife und das sichere Einheimsen gestatten — nicht selten aber auch ausbleiben.

Stationen, welche den Charakter dieses Gebietes repräsentiren, sind folgende:

Brüssel 50° 51′ nördl. Br. 4° 22′ O. L. v. Gr. 181 Fuss.

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Häufigkeit der Winde in Tagen													
NO. und O.	6	4	7	7	9	8	3	3	4	5	6	8	70
SO. und S.	7	7	5	5	3	4	3	8	5	6	9	8	65
SW. und W.	16	17	12	14	11	12	19	19	16	15	15	12	178
NW. und W.	2	3	4	5	7	7	5	6	6	4	1	2	52
Temperaturmittel													
	2·7	1·8	2·7	4·2	7·3	10·7	13·7	14·6	14·3	11·9	8·7	5·0	8·1
Absolute Extreme (1833—62)													
Maxima	12·2	10·8	14·6	16·7	20·6	23·0	27·8	27·2	27·7	23·0	18·9	15·3	27·8
Minima	−12·6	−15·0	−13·3	−10·4	− 3·3	0·6	3·2	6·0	4·7	2·2	−1·1	−8·3	−15·0
Feuchtigkeit													
Procente	90	92	91	90	81	77	76	75	78	78	83	89	83
Niederschlagsverhältnisse													
Regenmenge	24·8	25·0	22·0	21·3	22·7	25·6	27·9	29·3	33·4	26·6	30·6	27·0	26″·25
Regentage	15·2	14·7	12·2	14·7	14·4	15·0	15·6	16·5	15·3	14·7	17·2	16·1	181·6

Stonyhurst (Lancashire) 53° 51′ nördl. Br. 2° 28′ W. v. Gr. 381 Fuss.

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Häufigkeit der Winde in Tagen													
NO. und O.	9	7	7	3	13	9	12	3	1	4	12	4	82
SO. und S.	5	7	6	4	4	3	4	6	2	8	5	2	58
SW. und W.	11	12	12	20	5	13	8	18	24	14	7	16	159
NW. und N.	6	5	3	4	8	6	6	4	4	4	7	8	66
Temperaturmittel													
	3·5	2·5	3·2	3·6	6·4	8·7	11·1	12·3	12·0	10·4	7·6	4·2	7·1
Absolute Extreme													
Maxima	10·6	9·8	9·8	15·4	17·8	20·9	23·4	22·8	23·1	22·9	17·4	11·4	23·4
Minima	−11·3	−8·8	−9·8	−6·7	−3·0	−3·8	1·0	1·8	1·8	−0·6	−3·0	−5·8	−11·3
Feuchtigkeit													
Procente	87	88	87	85	87	78	83	83	85	84	86	87	85
Niederschlagsverhältnisse													
Regenmenge	47·2	47·2	45·0	34·9	27·0	24·8	49·5	48·3	60·1	47·3	56·3	46·1	44″·48
Regentage	17·0	19·4	14·8	16·3	13·3	12·4	17·4	17·4	19·1	16·0	18·9	17·0	199·0

Dublin 53° 21′ N. 6° 16′ W. v. Gr. 244 Fuss.

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Häufigkeit der Winde in Tagen													
NO. und O.	2	4	1	6	6	8	5	4	3	6	5	2	
SO. und S.	9	11	8	8	7	9	7	8	5	7	7	10	
SW. und W.	16	14	15	10	9	9	14	15	17	12	15	16	
NW. und N.	4	2	4	7	8	5	4	4	6	5	4	2	
Temperaturmittel													
	5·0	4·1	4·2	5·0	6·7	9·7	12·1	12·6	12·3	10·8	7·7	6·2	8·0
Mittlere Temperatur-Extreme													
Maxima	10·8	10·2	11·1	12·0	13·6	16·4	18·3	18·8	18·5	17·5	14·4	12·4	22·1*)
Minima	—1·0	—2·4	—2·3	—1·5	0·9	2·9	5·8	7·4	6·4	4·1	1·3	0·0	—6·8*)
Feuchtigkeit													
Procente	91	92	90	88	88	85	85	85	87	90	91	91	88
Niederschlagsverhältnisse													
Regenmenge	26·8	29·7	20·9	21·3	29·0	23·8	24·4	26·2	30·9	26·2	37·7	34·2	27″·60
Regentage	16·6	18·0	15·7	18·1	17·3	13·8	12·9	16·0	16·2	13·1	19·0	18·3	195·0

*) Absolute Extreme von 10 Jahren.

Christianssund (in Norwegen) 63° 7′ nördl. Br. 7° 45′ O. v. Gr. 60′.

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Häufigkeit der Winde in Procenten													
NO. und O.	10	14	13	15	20	32	26	25	29	15	14	11	
SO. und S.	34	42	36	37	19	10	6	6	12	25	28	35	
SW. und W.	38	29	32	26	32	27	27	30	27	30	36	32	
NW. und N.	12	7	8	11	15	18	21	25	17	11	10	12	
Calmen	6	8	11	11	14	13	20	14	15	19	12	10	
Temperaturmittel													
	1·8	0·7	0·4	1·0	3·0	5·7	9·0	10·2	10·2	8·8	5·4	2·7	4°·9
Mittlere Temperatur-Extreme													
Maxima	7·8	5·7	6·1	7·2	10·0	12·9	16·2	16·9	15·8	14·8	12·2	8·2	19·9*)
Minima	—3·5	—5·1	—5·2	—5·3	—1·0	+1·0	4·9	6·2	6·9	4·4	1·4	—1·7	—9·1
Feuchtigkeit													
Procente	80·3	80·5	78·6	75·4	73·9	71·3	72·9	76·0	78·5	75·6	73·8	80·5	
Niederschlagsverhältnisse													
Regenmenge	50·7	36·0	21·3	22·6	22·7	21·1	18·4	28·5	36·3	31·9	42·0	41·8	31″·11

*) Absolute Extreme von 7 Jahren.

IV. Baltische Provinz.

Der östliche und südliche Theil Scandinaviens, das mittlere und zum Theil das nördliche europäische Russland, die östliche Hälfte des deutschen Reiches und der westliche und nordwestliche Theil Oesterreichs erhalten durch ihre Lage zur Nordsee und Ostsee einerseits, sowie zum arktischen Binnenlande Asiens andererseits, einen gemeinsamen klimatischen Charakter.

Dieser wird dadurch begründet, dass die nie frierende Nordsee mässig kalte und feuchte, die bis tief in den Frühling hinein und länger als das Festland theilweise gefrorene Ostsee kältere und etwas weniger feuchte, das arktische Nachbargebiet trockene, im Winter zugleich kalte, im Sommer durch den Weg über das erwärmte Land allmälig erwärmte Luftströmungen ohne sehr bedeutende locale Ablenkungen in dieses Gebiet sendet, während die oceanischen Südweströmungen, welche im Ganzen immer noch vorwiegen und besonders den Winter beherrschen, ihre winterliche verhältnissmässig hohe Wärme, ihre sommerliche Kühle und ihren hohen Wassergehalt beim Fortschreiten über das Gebiet allmälig verringern. Unter dem Einflusse der höheren Breite, welcher dieses Gebiet angehört, lassen jene Luftströmungen folgenden Gang der Jahreszeiten sich entwickeln.

Die winterlichen Temperaturen dauern 4—8 Monate; die allgemeine Schneedecke pflegt zwar schon zwischen Ende Februar und Ende März zu schwinden, allein nach kurzer Dauer der nahe um den Nullpunkt gelegenen Temperaturen treten wegen der Nachbarschaft der noch immer theilweise gefrornen oder Schollen führenden Ostsee wieder Kälte-Recidiven und Schneefälle ein, welche den Beginn der allgemeinen Vegetation bis Ende März oder Ende April hinausschieben. Der eigentliche Vegetations-Frühling tritt daher zu einer Zeit ein, wo die tägliche Lichtdauer schon 12—13 Stunden beträgt und die Insolation bereits sehr kräftig wäre, wenn nicht durch die sämmtlichen vom Ocean, von der Nord- und Ostsee kommenden Winde sehr häufige und anhaltende Trübung einträte.

Erst vom zweiten Drittel des Monates Mai angefangen werden die Rückfälle der Kälte minder beträchtlich und können die Vegetation nicht mehr wesentlich aufhalten; die Nebel und kalttrüben Tage vermindern sich, die Regenfälle nehmen zwar zu, wechseln aber mit sommerwarmen Tagen und Tagesreihen und hören den ganzen Sommer über nie durch lange Zeiträume auf, so dass keine derartige Dürre eintritt, wie sie in den Steppengebieten und theilweise im mediterranen Gebiete der Vegetation Halt gebietet und den Sommerschlaf der Pflanzen bedingt. Die Wärmesumme, welche in den 5—7 entschiedenen Vegetationsmonaten allmälig anwächst, beträgt 1700—3000° R. Diese Wärme können die

Pflanzen, weil sie eben durch kein Uebermass an Hitze und Dürre gehemmt sind, vollständig zu ihrem Ausbaue ausnützen. Dieses Gebiet hat also die günstigste Bedingung für andauernde sommerliche Vegetation einjähriger Pflanzen, so dass insbesondere die Wiesenmatten sich üppig entfalten und, wenngleich sie im Allgemeinen nicht die Fülle derjenigen im oceanischen Gebiete erlangen, doch durch Mannigfaltigkeit der Pflanzenarten sich auszeichnen, sowie die Felder mit ziemlich sicherem Gedeihen der Früchte die Möglichkeit verbinden, mehrerlei Gattungen zur Reife zu bringen, als in dem allzufeuchten und zu wenig besonnten oceanischen Gebiete. Auch die sommergrünen Holzpflanzen erlangen hier den günstigsten Zuwachs, da sich die günstigste Wärme mit noch genügender Feuchtigkeit combinirt.

Zwischen October und November tritt durchschnittlich der Schluss der Vegetation ein und es beginnt der Winterschlaf, während dessen aber vermöge der reichlichen Schneedecke, zu welcher alle Winde zwischen NW. und NO. ihr Contingent beitragen, sowie unter der Gunst der vorwiegenden Südwest- und Westwinde für die allgemeine Vegetation nur selten die Gefahr des Erfrierens eintritt.

Dieses Gebiet ist in Folge seiner günstigen klimatischen Verhältnisse am meisten durch Menschenhand verändert, cultivirt, und lohnt eben die darauf verwendeten Kräfte nicht so sehr reichlich als sicher. Ursprünglich aber war das ganze Gebiet Waldland mit einzelnen, nur vom Boden bedingten Haiden und Mooren; alle Wiesen und Triften sind künstlich angelegt, und wenn die Cultur zurückträte, würde sich alles wieder in Wälder, Haidegebüsch und Moor zurückbilden.

Als Beispiele für die numerischen Werthe innerhalb der baltischen Provinz dienen folgende zwei Stationen:

Upsala (in Schweden) 60° 52′ nördl. Br. 17° 38′ O. v. F.

Häufigkeit der Winde in Procenten

	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.	Calmen
Winter	11	8	6	9	19	26	10	10	—
Sommer	21	9	6	9	18	20	7	11	—
Jahr	12	7	5	7	15	18	8	10	18

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Temperaturmittel													
	−2·4	−3·8	−4·2	−2·2	2·1	7·0	11·6	13·2	12·3	8·6	4·2	−0·2	3·8
Mittlere Temperatur-Extreme													
Maxima	4·2	3·1	4·1	7·6	13·8	19·1	22·8	23·3	21·8	18·6	12·1	7·0	28·8*)
Minima	−13·3	−15·2	−16·2	−13·7	−6·7	−3·5	0·6	3·8	2·7	−1·0	−5·2	−10·9	−24·5
Feuchtigkeit													
Procente	93	93	89	83	73	67	68	72	78	80	86	90	81
Niederschlagsverhältnisse													
Regenmenge	16·0	15·2	12·0	11·1	13·0	19·5	23·8	30·6	32·2	25·3	28·0	22·6	20″·77

*) Absolute Extreme von 32 Jahren.

Petersburg 59° 57′ nördl. Br. 30° 18′ O. L.

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Häufigkeit der Winde in Tagen													
NO. und O.	3	4	3	4	5	7	6	5	4	5	3	4	53
SO. und S.	6	6	6	8	7	6	3	5	5	6	7	8	73
SW. und W.	12	11	10	10	8	9	11	11	12	10	12	10	126
NW. und N.	3	4	2	3	5	5	6	6	5	4	5	5	53
Calmen	7	6	7	6	5	4	4	4	5	5	4	3	60
Temperaturmittel													
	−5·1	−7·5	−6·6	−3·7	1·3	6·8	11·5	13·7	12·9	8·6	3·5	−1·2	2·85
Temperatur-Extreme **)													
Maxima	2·4	+0·7	1·8	4·1	10·9	18·7	20·2	22·0	21·7	16·6	10·2	5·6	24·7 *)
Minima	−15·1	−19·5	−20·4	−15·4	−9·0	−1·3	+3·5	7·5	6·4	1·0	−3·6	−10·3	−27·6 *)
Feuchtigkeit													
Procente	87	89	87	84	70	59	61	59	55	63	72	84	72·5
Niederschlagsverhältnisse													
Regenmenge	13·3	9·8	9·9	10·3	8·2	14·0	19·2	31·5	25·1	19·4	23·3	14·7	16·57

*) Absolute Extreme von 10 Jahren.

V. Pontische Provinz.

Im Südosten Europa's fallen die klimatischen Wirkungen der grossen Meere weg; die Luftströmungen aus dem westlichen Quadranten, welche auch da noch häufig sind, haben auf ihrem langen Wege durch West-Europa einen grossen Theil ihres Wassergehaltes abgesetzt und finden in den weiten, wenig bewaldeten, trockenen Ebenen keinen Ersatz des verlornen Wasserdampfes; die von der Ostsee kommenden nördlichen Winde haben sich schon innerhalb der baltischen Provinz grossentheils ihrer Feuchtigkeit entledigt; die östlichen Luftströmungen kommen aus dem trockenen Continentalgebiete Asiens und die südlichen besitzen zwar am Saume des schwarzen Meeres einigermassen höheren Wassergehalt, die relative Feuchtigkeit aber wird wenigstens im Sommerhalbjahre durch die vom stark erhitzten Boden ausgehende Wärme schon nach kurzer Laufbahn sehr herabgedrückt. Die Winde bringen also in diese Provinz wenig

**) Dieses sind die extremen Tagesmittel; wir haben bisher keine wirklichen Extreme auffinden können,

Feuchtigkeit, daher wenig Wolken und Nebel, wenig Niederschläge, so dass bei Tag und im Sommer die Insolation, bei Nacht und im Winter die Ausstrahlung ungestört und rasch zu bedeutender Wirkung gelangen kann. Aber auch innerhalb der Provinz selbst liegen keine ausgiebigen Quellen von Feuchtigkeit; im Gegentheile wird durch die Waldarmuth und geringe Elevation des Bodens die Heiterkeit des Himmels befördert und starke Extreme zwischen Tag und Nacht, zwischen Sommer und Winter sind die Folgen davon. Trockenheit und excessive Temperaturverhältnisse charakterisiren also die Ostländer Europa's — den grössten Theil von Ungarn, die Donaufürstenthümer, die europäische Türkei, das südliche Russland — welche dadurch zu einer eigenen klimatischen Provinz vereinigt werden, die man als die „pontische" bezeichnet.

Der Winter dauert von December bis Mitte März, also durch $4^1/_2$ Monate, aber schon von Mitte October an überwiegt die ungestörte Ausstrahlung, also rasch zunehmende Kälte so sehr, dass die Vegetation zum Stillstande kommt und der Winterschlaf fast fünf Monate lang dauert; dabei sind die Kältegrade weit bedeutender als in Gegenden von gleicher geographischer Breite innerhalb der mediterranen und selbst der baltischen Provinz, und die Kälteperioden werden weniger durch Thauwetter unterbrochen, sind also nicht nur intensiver, sondern auch anhaltender.

Vergleichen wir beispielsweise die mittleren Wintertemperaturen der drei zur pontischen Provinz gehörigen Stationen Presburg, Debreczin und Semlin mit denjenigen von Triest:

	Pontische Provinz			Mediterrane Provinz	Baltische Provinz
	Presburg	**Debreczin**	**Semlin**	**Triest**	**Berlin**
December . . .	—0·54	—1·01	—0·3	+4·3	+0·87
Januar	—1·05	—1·91	—0·07	+3·5	—1·77
Februar	—0·22	+0·50	+2·32	+4·4	—0·02

Presburg und Debreczin, die weit südlicher gelegen sind als Berlin haben doch weit kältere Wintermonate als letzteres; und Semlin, welches die gleiche geographische Breite hat wie Triest, weiset in den drei Wintermonaten Mitteltemperaturen auf, die um je 2—4° R. tiefer stehen.

Schnee fällt in dieser Provinz gewöhnlich in mässiger Höhe, bleibt aber dann gefroren liegen bis tief in den März; und wenn diese schützende Schneedecke ausbleibt, friert der Boden bis in bedeutende Tiefe und die Winterfrucht, der Weinstock, viele Obstbäume und selbst wilde Holzpflanzen frieren aus.

Hat die Sonne um einige Grade den Aequator überschritten, so gewinnt sie in dieser wolkenarmen Provinz bald grösseren Einfluss, als in den übrigen Provinzen Europa's, deren Himmel unter dem Einflusse

feuchter Luftströmungen und condensirender Gebirge mehr bedeckt zu sein pflegt; ungemein rasch steigt also die Temperatur im April und Mai — zwar um etwa einen Monat später als in der mediterranen Provinz, aber mehr sprungweise als in dieser letzteren. Die zunehmende Tageswärme wird jedoch theilweise wieder durch die bedeutende nächtliche Abkühlung aufgehoben, die im südlicheren Theile bis Ende April, im nördlicheren selbst bis Mitte Mai, nicht selten noch auf mehrere Stunden Temperaturen unter dem Gefrierpunkt mit sich bringt.

Die erwachte Vegetation wird also hier häufig von Spätfrösten bedroht. Dagegen kommt ihr im Vergleich mit der mediterranen Provinz sogleich beim Erwachen ein länger dauernder täglicher Lichtreiz zu Gute, da dieser Zeitpunkt in der pontischen Provinz um einen Monat später als in der letztgenannten Provinz und daher bei schon längerer Dauer des Tageslichtes eintritt.

Der südlichste Theil der pontischen Provinz liegt in der Zone der Aequinoctialregen; aber auch da sind die Frühlingsniederschläge weit weniger bedeutend, als in der mediterranen Nachbarprovinz, wo mit der Temperatur auch die Niederschläge steigen. Die Regenfälle des Frühlings sind übrigens auch in dem nördlicher gelegenen Theile, der schon zur Zone der Sommerregen gehört, meist ausgiebiger, wenngleich nicht häufiger als die Sommerregen, und auf diese wenigen Niederschläge der Frühlinge, sowie auf die vom Schnee herrührende „Winterfeuchte“ ist die Vegetation daselbst grösstentheils angewiesen.

Der Sommer ist nämlich schon von Ende Mai oder Anfang Juni in der Regel eine entschiedene Trockenzeit, selbst in der Zone der Sommerregen. Regenwolken schweben zwar, wie in den westlicheren Gebieten dieser Zone zur selben Zeit, häufiger als zu andern Jahreszeiten oben in der Luft, sind aber weniger saturirt, und werden durch den aufsteigenden warmen Luftstrom theilweise aufgezehrt oder die fallenden Tropfen verdampfen wieder, ehe sie auf den Boden gelangen. Es kommen also selbst zur sommerlichen Regenzeit doch nur selten ausgiebige Niederschläge zu Stande.

Unter dem Einflusse der trockenen Sommerhitze entwickelt sich nun die Vegetation ungemein rasch, wenn der Boden genug Feuchtigkeit vom Winter und Frühling her besitzt, so dass in der Regel Ende Juni die meisten einjährigen Pflanzen mit Inbegriff der Getreidearten ihre Vegetation abgeschlossen haben und der Sommerschlaf beginnt. Da die Vegetation schon Mitte oder Ende März beginnt, ist ihr ein Zeitraum von 3 bis $3\frac{1}{2}$ Monaten geboten, die vielen Holzpflanzen zur Ausbildung ihrer Jahresringe und Knospen genügt, so dass die Sommerdürre kein Hinderniss der Baumvegetation wird, ausser wo sehr lockerer Sandboden

das Eindringen der trocknenden Hitze bis zu den tieferen Wurzeln ermöglicht.

Auf den Sommer folgt mit Mitte September ein kurzer Herbst, der nicht genug Feuchtigkeit besitzt und zu rasch vom Winter abgelöst wird, um ein herbstliches Wiederaufleben der Vegetation wie im mediterranen Gebiete zu bewirken; denn oft schon im September kommen Frühfröste.

In Folge dieses Ganges der Jahreszeiten fehlen der pontischen Provinz ungeachtet ihrer hohen Sommertemperatur doch die immergrünen Pflanzen — besonders Eichen — der mediterranen Flora, welche mit einer kurzen Hitzeperiode nicht ausreichen, sondern schon zeitlich im Frühling und bis spät in den Herbst höhere Temperaturen verlangen und den Schnee scheuen, sowie auch jene, die eine Beschränkung ihrer Saftcirculation durch Dürre nicht vertragen, wie Erica-Arten und die meisten Nadelhölzer. Dagegen gedeihen jene annuellen Pflanzen, welche vor Allem einer hohen Wärme während einer nur kürzeren Zeit bedürfen und durch die zeitweilige Beschränkung an Wasserzufuhr nicht geschädigt werden, wie diess insbesondere bei vielen Gräsern und Leguminosen der Fall ist. Von Holzpflanzen kommen hier jene vor, die sich mit der in kurzer Zeit gebotenen höheren Wärme begnügen und verlangen, dass auf sie zur Zeit des Entknospens schon ein länger dauernder Lichtreiz wirke, also spät aufknospende Arten, wie Tilia alba, Acer tartaricum, Quercus conferta, Pinus leucodermis, Spiraea ulmifolia u. s. w., die vom mediterranen Gebiete desshalb ausgeschlossen sind, weil sie dort bei zeitlicher eintretender Frühlingswärme zu einer Zeit aufbrechen würden, wo der kurzen Tage wegen der tägliche Lichtreiz weniger lang dauert. Endlich findet man in dieser Provinz verbreitet auch solche Pflanzenarten, die ein grosses Accommodationsvermögen besitzen und es gut vertragen, wenn ihnen die benöthigte Wärmemenge, die sie anderwärts durch längere Zeit in kleineren Quantitäten und unterbrochen erhalten, in grossen Tagesrationen geboten wird.

Für die Landescultur ist das Klima dieser Provinz im Ganzen günstig. Sowohl Wald- als auch Feldcultur ist möglich, letztere noch erfolgreicher als erstere; nur für ergiebiges Grasland fehlen im Allgemeinen die Bedingungen, ausser wo durch Grundfeuchtigkeit oder künstliche Bewässerung eine reichlichere Bestockung der Rasen begünstigt wird.

Die Cerealien werden zwar durch den Frost in schneefreien Wintern und durch die Dürre im Sommer bedroht; da aber die Extreme nicht häufig so weit gehen, dass sie das Getreide vernichten, hat dieses dann den Vortheil, dass es sicher und gut ausreifen und trocken eingebracht werden kann. Für Nachfrüchte ist das Klima ungünstig, da meist die Trockenheit des Spätsommers zu gross ist.

Für den Weinbau reicht in den südlichen zwei Drittheilen der Provinz die Wärme des Sommers und des Herbstes aus, und die Lese fällt in eine kühle Zeit, die eine langsamere Gährung zulässt, als im mediterranen Gebiete, so dass die Essigbildung leichter vermieden wird.

Wo die Cultur fehlt oder zurücktritt, nehmen sommergrüne Mischwälder, Gestrüpp aus Spiräen, Ginstern etc. und kurzgrasige Haidewiesen mit Sesleria tenuifolia, Andropogon Gryllus und Stipa pennata überhand.

Da in dieser Provinz die Fröste kein früheres Erwachen der allgemeinen Vegetation, besonders aber der Holzpflanzen, als Mitte März oder um den Anfang des April erlauben, im Sommer aber bald wieder die Dürre dem Saftlaufe der Pflanzen eine Grenze setzt, hängt die Möglichkeit des Baumwuchses, der nach allen bisherigen Erfahrungen etwa 3—3½ Monate zur Ausbildung seiner Jahresringe und Anlage der Knospen für's nächste Jahr bedarf, von dem Verhalten einiger Wochen im Juni ab. Tritt die Dürre mit Stillstand der Pflanzensäfte schon Mitte Juni ein, so ist die Vegetationszeit für die Holzpflanzen zu kurz, sie verkümmern in solchen Jahrgängen. In Gegenden aber, wo dieser Fall regelmässig von Jahr zu Jahr mit nur seltenen Ausnahmen eintritt, besonders wenn auch der Boden locker ist und leicht bis zur Tiefe der Wurzelfasern austrocknet, kommt es überhaupt zu keiner Holzvegetation und nur schnellwüchsige Gräser und Kräuter und Halbsträucher können zu jener Reife gelangen, vermöge deren für ihr Wiedererscheinen im nächsten Jahre gesorgt ist.

Solche Gegenden (Steppen) sind der pontischen Provinz hie und da eingeschaltet und weiter im Osten grenzt diese an eine eigentliche Steppen-Provinz. In Europa haben wir ein solches Steppengebiet im Innern des ungarischen Tieflandes, zu beiden Seiten der mittleren und unteren Theiss, jedoch ausgedehnter am östlichen als am westlichen Ufer derselben. Am weitesten entfernt von Gebirg und Wald, und nicht begünstigt von nahem Grundwasser, leidet diese Gegend an allzufrüh eintretender Dürre, die gerade noch das Getreide reifen lässt, den Holzpflanzen aber das Wachsthum unmöglich macht. Bei der Klimatographie Ungarns werden wir hierauf zurückkommen.

Die folgenden Stationen auf russischem Gebiete repräsentiren den Typus der pontischen Provinz.

Sewastopol 41° 36′ N. 33° 31′ O. 160 Fuss.

Klimatische Elemente	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Temperaturmittel . . .	2·9	1·3	1·5	4·0	8·0	12·6	16·6	18·8	18·5	15·2	11·0	6·8	9·8
Regenmenge	14·0	8·0	8·1	7·5	6·7	4·0	3·6	7·1	10·2	10·9	9·5	13·2	8″·57
Regentage	11·8	11·0	9·3	9·1	7·4	7·3	7·6	6·7	5·0	7·6	6·5	10·3	99·6

Odessa 46° 25′ N. 30° 44′ O. 147 Fuss.

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Häufigkeit der Winde in Procenten													
NO. und O.	15	28	29	25	27	18	11	12	13	18	24	25	20
SO. und S.	34	19	17	35	41	43	35	34	34	31	34	30	33
SW. und W.	21	19	29	16	12	17	18	15	12	15	10	17	17
NW. und N.	29	33	24	23	19	22	35	39	41	36	32	27	30
Temperaturmittel													
	−0·1	−2·6	−1·9	1·4	6·6	11·8	15·4	17·6	17·0	13·2	8·8	4·6	7·64
Niederschlagsverhältnisse													
Regenmenge	7·9	8·6	7·4	10·9	13·9	12·5	24·5	18·0	13·7	19·3	15·0	12·8	13″·71
Regentage	8·1	9·4	7·7	8·5	8·1	9·2	8·9	7·1	6·2	5·5	5·2	7·1	91·0

Katherinoslav 48° 28′ nördl. Br. 35° 5′ O. v. Gr. Seehöhe 209 Fuss.

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Häufigkeit der Winde in Procenten													
NO. und O.	23	35	35	39	30	29	18	24	31	26	24	26	28
SO. und S.	24	19	22	21	25	23	23	22	16	15	21	28	22
SW. und W.	24	18	18	21	22	24	24	27	24	19	19	16	21
NW. und N.	28	28	25	19	22	23	35	27	28	39	35	29	28
Temperaturmittel													
	−4·3	−6·5	−5·4	0·6	8·2	13·1	16·4	18·2	17·1	12·9	7·6	2·4	6·67
Mittlere Temperatur-Extreme													
Maxima	4·8	3·1	5·0	11·4	18·1	23·2	25·8	27·6	27·7	23·6	17·9	11·8	27·6
Minima	−12·8	−23·0	−20·9	−13·6	−5·4	1·4	4·2	8·0	5·8	0·0	−5·6	−10·9	−23·0
Feuchtigkeit													
Procente	82	78	83	86	67	68	66	56	50	66	74	84	72
Niederschlagsverhältnisse													
Regenmenge	10·4	9·1	11·2	14·4	22·7	27·4	25·1	26·8	16·4	15·1	10·4	30·6	18″·30
Regentage	7·9	7·3	5·0	6·3	6·5	8·1	8·0	6·5	4.2	3·8	5.0	8·6	77·6

Kostroma an der Grenze zwischen der baltischen und pontischen Provinz
57° 46′ nördl. Br. 40° 56′ O. v. Gr.

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Häufigkeit der Winde in Tagen													
NO. und O.	3	4	4	4	4	5	3	4	4	4	3	5	47
SO. und S.	12	13	11	12	10	8	6	4	5	6	9	9	105
SW. und W.	9	7	7	7	7	8	9	9	9	10	11	10	104
NW. und N.	5	4	4	5	6	9	10	12	10	9	7	4	85
Calmen	2	3	2	2	3	1	2	2	3	1	1	2	2
Temperaturmittel													
	−6·2	−9·5	−8·8	−5·3	1·7	9·9	13·7	15·0	12·9	8·0	3·1	−2·7	2·7
Absolute Temperatur-Extreme (10 Jahre)													
Maxima	+2·8	+2·9	+3·5	8·0	15·8	26·6	28·8	30·0	27·2	23·2	16·5	8·2	30·0
Minima	−29 0	−32·0	−32·0	−25·3	−13·5	−4·0	+2·4	+4·6	+2·6	−0·8	−14·4	−20 8	−32·0
Feuchtigkeit													
Procente	88	81	77	77	79	66	70	74	75	80	84	84	78
Niederschlagsverhältnisse													
Regenmenge	9·6	9·7	7·8	7·2	18·3	16·8	24·1	43·0	21·6	28·5	22·4	14·5	18″·6

VI. Subarktische Provinz.

Der nördlichste Theil der skandinavischen Halbinsel, die östlich davon am weissen Meere liegenden Gegenden und die Insel Island haben durch ihre hohe geographische Breite und die damit verbundenen langen Winter die Bedingungen eines arktischen Klimas; der Golfstrom jedoch, welcher nahe an den Küsten dieses Gebietes bis über das weisse Meer hinaus verläuft und selbst im Januar eine Oberflächentemperatur von beiläufig + 2° R. besitzt, bringt eine solche Milderung der Kälte-Extreme, soviel schirmende Nebel und Wolken mit sich, dass sich innerhalb der Grenzen Europa's kein vollkommen arktisches Klima auf einem zusammenhängenden grösseren Gebiete entwickelt; es kommt vielmehr im Ganzen nur jener Gang der klimatischen Elemente zu Stande, den man als „subarktisches“ Klima bezeichnet, innerhalb dessen es allerdings inselartig zerstreute Flecken mit ganz arktischem Charakter gibt, wie im Innern des nördlichsten Norwegens und nordöstlich landeinwärts vom weissen Meere.

Jene Milderung der Winter im subarktischen Gebiete Europa's muss jedoch um den Preis vieler Stürme und schwer berechenbarer Ungleichheit im Witterungsgange der einzelnen Jahre erkauft werden.

Der wärmere Streifen dampfreicher Luft über dem Golfstrom aspirirt nämlich sehr häufig die kalte Luft, welche weiter nördlich über Meereis oder im Binnenlande über beschneitem Festlande lagert und dann mit Heftigkeit gegen die Küsten hin weht, oder der warme Südwest selbst drängt in seiner verengten Bahn zwischen Streifen kalter Polarluft mit stürmischer Heftigkeit gegen die höheren Breiten hin. Beide Hauptwinde wechseln oft, besonders um die Zeit der Aequinoctien, ihre Bahn, so dass eine und dieselbe Gegend bald dem feuchten wärmeren Südwest, bald dem kalten Nord, Nordost oder Ost ausgesetzt ist; manche Jahrgänge bringen in demselben Monat, der sonst meistens Seewind hat, umgekehrt vorwiegend Landwind und verändern so ganz den Charakter des Monatsklimas u. s. w.

Im Gegensatze zu der ruhigen ungestörten Ausstrahlung, welche im Winter binnenländischer arktischer Gegenden, wie insbesondere in Sibirien, bis tief in den Januar hinein stetig zunehmende ausserordentlich niedrige Monatstemperaturen von —30 bis —32° R., mit Extremen bis zu —46° R. hervorbringt, haben im nördlichen Europa die eigentlichen drei Wintermonate December, Januar und Februar an den Küsten eine Durchschnittstemperatur von nur — 8 bis — 10° R., mit Extremen bis zu — 20° R. und nur auf einzelnen Plateaux und Ebenen im Innern des Festlandes Mitteltemperaturen von — 12° R., mit Extremen bis zu — 30° R.

Allerdings beginnt auch hier die Zeit andauernder negativer Temperaturen mit liegenbleibendem Schnee schon mit October oder selbst Mitte September und erstreckt sich bis Ende April oder Mitte Mai, so dass der physische Winter 7—8 Monate dauert, an den kältesten Stellen wohl auch 9 bis $9\frac{1}{2}$ Monate.

Wenn dann nach dem langen Winter die Sonne im Mai über hoch am Horizont heraufreichenden dichten Nebel sich erhebt, übt sie sogleich eine mächtige Wirkung aus durch ihr langes Verweilen über dem Horizonte, wobei selbst die sehr schief einfallenden Strahlen die Kraft erlangen, rasch die Schneedecke abzuschmelzen und den Boden zu erwärmen. Da die Sonne bei der schiefen Lage ihrer Bahn gegen den Horizont freistehende Bodenerhebungen beinahe rings umkreiset, so dass die eigentlichen Schattenseiten auf ein Minimum beschränkt sind, erwärmt sich die Gesammtheit des Bodens um so mehr. Die Mitteltemperatur der drei Sommermonate beträgt zwischen + 11° und + 8° R., also soviel wie im grössten Theile von Schottland und Irland, und, was sehr charakteristisch ist, die Mitteltemperatur des wärmsten Monates (Juli) ist kaum um 0·5° R. höher als jene Durchschnittstemperatur aller drei Sommermonate, d. h. die Wärme bleibt durch drei Monate fast gleich. Es fehlt zwar nicht an Regentagen, selbst Gewittern, an localen kühlen Winden von den Höhen (weniger vom Meere, da dieses dort im Sommer nahezu die

gleiche Temperatur hat wie das Festland, nämlich circa 8° R.); aber im Ganzen sind die Sommer von sehr wirksamer Wärme.

Schon im August beginnen einzelne kürzere Kälteperioden und Schneefälle, im September schon bedeutendere, und der October gehört jedenfalls schon zum physischen Winter.

Die Pflanzenwelt ist daher in dieser Provinz 7—9 Monate lang zum winterlichen Stillstande gezwungen; ein Erfrieren erfolgt jedoch nicht häufig, da die Schneedecke nie fehlt. Die Vegetation erwacht noch später als in der pontischen Provinz, aber auch unter noch längerem täglichen Lichtreiz und ist sogleich einer lange andauernden wenngleich nur mässigen Erwärmung ausgesetzt. Die energische Wärmewirkung fällt zusammen mit entsprechender Bodenfeuchtigkeit, die von dem eingesickerten Schmelzwasser herrührt; die Wurzeln finden eine Bodenschicht von einem oder auch mehreren Fuss Tiefe aufgethaut, unter der allerdings in den nördlichsten Gegenden ewig gefrorner Boden liegt, der aber bei der geringen Leitungsfähigkeit von Gestein und Erde die obere Krume wenig beeinflusst.

Von Dürre kann bei den grossen Mengen von Bodenfeuchtigkeit, bei der immer nur mässigen Tageswärme und bei der Nähe des Meeres keine Rede sein und an Sommerregen fehlt es nicht. So entwickelt sich die Vegetation ganz günstig und hat in 4—5 Monaten hinlänglich Zeit, selbst die Jahresringe mehrerer Arten Holzpflanzen vollständig auszubilden; es gedeihen also auch hochstämmige Bäume, denen es genügt, wenn ihnen die Wärmesumme von 800—1600° R., welche sie bedürfen, in der gedrängten Zeit von 4—5 Monaten geboten wird. Wenn wir hier die erwärmende Wirkung der Sonnenstrahlen während des subarktischen und selbst arktischen Winters hervorgehoben haben, darf doch anderseits nicht unbeachtet bleiben, dass bei alledem keine solchen Wärmegrade und Wärmesummen erreicht werden, wie in den mitteleuropäischen Provinzen, und dass der subarktische Sommer zwar im Gegensatz zum dortigen Winter, nicht aber an und für sich, bedeutend warm genannt werden kann.

Nach solchem kurzen Sommer bringen dann die Eistemperaturen schon im September oder October den Saftlauf ganz zum Stillstande, nachdem er auch schon während des Sommers zeitweise durch Kälte-Recidiven gehemmt war.

Bei der Kürze der Vegetationszeit und der geringen gebotenen Wärmemenge können im subarktischen Gebiete dauernd nur solche Pflanzen fortkommen, welche ihre Jahresarbeit — die Ausbildung der Blattorgane und mit deren Hilfe der Axenorgane, der Blüthen und Früchte — unter dem Einflusse einer geringen Wärmesumme in etwa 4 Monaten abzuschliessen im Stande sind, schon bei einer niedrigen Frühlingstemperatur, die sich wenig über + 1° R. erhebt, ihren Saftlauf

einzuleiten und ihre Frühlingstriebe zu entwickeln beginnen, bei Kälte-Recidiven im Vorsommer nicht leicht gänzlich erfrieren und keine tiefgehenden Wurzeln besitzen, die bald auf das Untergrunds-Eis gelangen würden. Besonders jene Arten kommen dort vor, welche einer grossen Verkürzung ihrer Vegetationszeit je nach den einzelnen Jahrgängen fähig sind, dann solche mit überwinternden Blättern, die im Frühlinge ihren Dienst antreten, noch ehe die neuen Blätter diesen versehen können.

Vaccineen, Calluna, Wiesen aus dichtrasigen Gräsern und Halbgräsern, mehrere Pinus-Arten, Erlen, Birken, Weiden, dann Moospolster von Sphagnen und Hypneen nebst Flechten setzen also vorwiegend die Pflanzenformationen dieser Provinz zusammen, in welcher eine durchaus nicht ärmliche, vielmehr überraschend saftige Vegetation von Weidegras, von Halbsträuchlein, von Moorpflanzen, von Gebüsch und selbst Wäldern (wenngleich letztere nicht ausgedehnt) auftritt und weit mehr gesichert ist als die Vegetation des Steppengebietes.

Dagegen fehlen schon gänzlich Buchen und alle anderen voluminösen Bäume und es gibt nur mehr wenig einjährige Pflanzenarten.

Die Bodencultur muss sich fast ganz auf die Ausnützung der Wiesen und Weiden beschränken, da für die Getreidearten die Wärmesumme schon zu klein ist; nur Gerste kommt am südlichen Rande an besonders begünstigten Stellen noch fort.

Sowie im pontischen Gebiete die Verkürzung der Vegetationszeit durch Sommerdürre zu eingestreuten Steppen führt, so treten auch im subarktischen Gebiete inselartig Stellen mit ganz arktischem Charakter auf, nämlich dort, wo die Vegetationszeit durch früher eintretende und länger fortgesetzte Winter auf nur 2—3 Monate eingeschränkt wird. Dort fehlen dann alle hochstämmigen Holzpflanzen, da sie ihre Axen in der kurzen Zeit bei so geringer Wärme nicht ausbilden können. Es fehlen auch die einjährigen Pflanzen, weil diese vor Allem ihre Axen und Blätter entwickeln müssten, ehe sie zur Blüthen- und Fruchtbildung gelangen können — was aber mehr Zeit in Anspruch nehmen würde, als das Klima gestattet. Dagegen gedeihen und pflanzen sich fort: ausdauernde Arten mit verkürzten zwergigen Axengebilden, zu deren Ausbildung nur kurze Zeit erforderlich ist, dann mit sogenannten „vorläufigen Blüthen,“ die noch mit den vorjährigen grün überwinterten Blättern vegetiren und schon aufbrechen, ehe die neuen Blätter vollkommen ausgebildet sind, daher noch rechtzeitig reife Früchte bilden können, ehe der Winter eintritt; also verschiedene Gramineen, Caryophylleen, Cyperaceen, Saxifrageen, Juncaceen, Draba, von verkrüppelten Holzpflanzen vorzüglich Salicineen, von Halbsträuchern Ericaceen; Nadelhölzer und Birken haben da schon ganz aufgehört.

Als specielles Beispiel für die in der subarktischen Provinz geltenden Mittelwerthe können wir nur die einzige Station Vardö anführen, da von anderen Beobachtungsorten entsprechend bearbeitete Daten nicht vorliegen.

Vardö 70° 22′ nördl. Br. 31° 7′ O. v. Gr. 30 Fuss.

	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Häufigkeit der Winde in Procenten													
NO. und O.	15	15	13	14	13	18	24	17	17	10	14	14	15
SO. und S.	8	12	16	18	17	20	27	31	31	21	19	16	20
SW. und W.	49	47	49	43	38	19	8	7	13	31	43	44	33
NW. und N.	22	24	16	19	25	31	34	30	28	30	18	20	25
Calmen	6	2	6	6	7	12	6	15	11	8	6	6	7
Temperaturmittel													
	−3·2	−4·8	−5·1	−4·0	−1·4	1·4	4·7	7·0	7·8	5·1	+1·0	−1·7	+0·64
Temperatur-Extreme													
Maxima	2·6	1·3	0·6	1·6	3·8	7·8	11·8	15·4	14·9	11·9	5·6	3·5	21·4*)
Minima	−9·8	−11·7	−11·8	−10·9	−6·4	−3·4	0·9	3·4	4·3	0·7	4·9	7·6	−17·4

*) Absolute Extreme von 17 Jahren.

Klimatische Gebirgs-Inseln.

In jeder der geschilderten klimatischen Provinzen Europa's erheben sich mehr oder minder mächtige Massen oder Züge von Bergen sowie vereinzelte Höhen, deren Klima von dem Durchschnittsklima der Provinz desto mehr abweicht, je höher jene ansteigen.

Es ist bereits gezeigt worden, worin die klimatischen Wirkungen und Eigenthümlichkeiten der Berge und Gebirge bestehen und es erübrigt demnach hier nur noch eine Vergleichung des Gebirgsklimas, wie es in den vier Jahreszeiten auftritt und eine eigene Vegetation bedingt, mit dem Gange des Klimas und den klimatischen Vegetationsbedingungen in der Ebene, wobei wir schon der Vergleichbarkeit wegen dieselbe Methode der Schilderung beibehalten, wie bei der vorausgegangenen Schilderung der klimatischen Provinzen.

Die mächtigsten Gebirgs-Inseln, welche aus dem Boden Europa's in das Luftmeer ragen, sind die Alpen und die Karpaten. Von beiden wird noch eingehender bei der Schilderung des Klimas von Deutschland und von Oesterreich die Rede sein. Die allgemeinen und nahezu übereinstimmenden Züge ihres Klimas sind, wie bei allen höheren Gebirgen, mit

denjenigen der subarktischen oder der arktischen Provinz nahe verwandt. Verlängerter Winter mit mächtiger, spät erst ganz wegschmelzender Schneedecke, Beginn der Vegetation erst im April oder Mai oder gar erst im Juni, bei schon mächtiger Licht- und Wärmewirkung der Sonne, Einschränkung der sommerlichen, das Wachsthum gestattenden Temperaturen auf wenige — 3 bis 4 — Monate, einzelne Frost-Recidiven und Schneefälle auch während des Sommers, rascher Uebergang in die zusammenhängende Frost- und Schneeperiode schon während des Septembers oder Octobers, all' dieses kennzeichnet unsere Gebirgshöhen von 5500—6500 Fuss absoluter Höhe an bis zu den Eiswüsten hinauf, ganz ähnlich wie es bereits auch von den subarktischen Gegenden gesagt wurde. Auch die Pflanzenwelt, die auf das Klima dieser Höhen angewiesen ist, hat grosse Aehnlichkeit mit der subarktischen und arktischen. Bekannt ist die ziemlich allgemein verbreitete Auffassung, dass man, etwa in Mittel-Europa aus der Ebene in's Gebirg aufsteigend, nach und nach durch die baltische in die subarktische und die arktische Provinz gelange, sowohl was Klima als was Vegetation anbelangt. So gross diese Aehnlichkeit in vielen Stücken ist, muss man doch auch die wesentlichen Unterschiede festhalten, welche es nicht zulassen, dass man auf den Gebirgen genau wieder die klimatischen und Vegetations-Verhältnisse hoher geographischer Breiten finde *).

Schon im Allgemeinen ist die dünnere Luft der Berghöhen Ursache grösserer täglicher Extreme in der Erwärmung durch die Sonne und in der nächtlichen Ausstrahlung.

Was dann die einzelnen Jahreszeiten, zunächst den Winter, anbelangt, so haben die europäischen Gebirge, da sie beinahe quer über der Bahn der Feuchtigkeit bringenden Südwestwinde und der kalt-nässelnden Nordwestwinde liegen, deren Wassergehalt in jenen Höhen sich als Schnee absetzt, durchschnittlich mächtigere Schneelagen als die arktischen Ebenen, besonders in den Hochthälern und Mulden, wo Schnee zusammengeweht wird; trotzdem aber bleiben wieder, wie überall auf Gebirgen, viele steilere und vom Sturme gefegte Stellen schneefrei, während im Norden eine weniger mächtige Schneedecke mehr gleichmässig über das flache oder wenig undulirte Land ausgebreitet ist.

Im Sommerhalbjahre wirkt in der Polarzone mehr die ununterbrochene Dauer der Insolation, in unseren europäischen Gebirgen hingegen mehr das steile Einfallen der Sonnenstrahlen; hier hat auch der Sommer mehrstündige Nacht, während welcher in der dünnen Luft die Ausstrahlung oft zu mehrstündigem Froste, jedenfalls aber täglich

*) Vergl. Grisebach, die Vegetation der Erde nach ihrer klimatischen Anordnung. Leipzig 1872, pag. 16—22.

zu bedeutendem Unterschied der Extreme führt; im arktischen Gebiete hingegen gibt es zur Sommerszeit keine eigentliche nächtliche Ausstrahlung, weil es keine Nacht gibt, so dass ganze Wochen hindurch die Temperatur ziemlich gleich bleibt.

Im Gebirge mittlerer Breiten gibt es, wie wir schon früher auseinandergesetzt, ausgedehnte Schattenseiten der Berge, die nie von der Sonne beschienen werden und durch ihre niedrige Temperatur die Wärme der Sonnenseiten im Ganzen wieder aufheben; die Ebenen im hohen Norden hingegen empfangen überall die Besonnung, und selbst Erhöhungen werden im Laufe jedes Sommertages beinahe rings herum beschienen, so dass die Wärmewirkung viel gleichmässiger vertheilt ist.

Im Gebirge bleiben auf den oberen Gehängen und Mulden auch im Sommer ungeschmolzene Schnee- und Eismassen übrig, die auch auf die Umgebung durch zeitweise kalte Winde erkältend wirken; auf Ebenen des Nordens hingegen schmilzt der ganze Schnee und versinkt als Wasser senkrecht in den Boden. Im Gebirge fliesst das Schmelzwasser grösstentheils ab und es bleibt wenig Feuchtigkeit im Boden; der ebene oder wenig geneigte Boden der arktischen Gegenden hingegen muss das eingeschluckte Schmelzwasser behalten, da es eben nicht rinnt und in einiger Tiefe vom ewig gefrornen Boden zurückgehalten wird.

Man kann also nicht ohneweiters behaupten, dass dieselben Verhältnisse, die im höheren Norden die Ebene zeigt, sich in unseren Gebirgen auf der Höhe wiederfinden; die Aehnlichkeit zwischen beiden ist zwar gross, aber geradezu identisch sind die klimatischen und Vegetationsbedingungen nicht.

Unterhalb der Grenzlinie des arktoiden Charakters schliesst sich in den europäischen Gebirgen eine Region an, deren klimatische und Vegetations-Verhältnisse denjenigen der baltischen Provinz nahe kommen; kürzere und minder rauhe Winter, länger dauernde Vegetationszeit bei genügender Feuchtigkeit und mässiger Wärme, also ohne Sommerruhe der Pflanzen, charakterisirt diese Gebirgslagen auch dort, wo das Gebirge selbst ausserhalb der baltischen Provinz gelegen ist, wie das in den Südalpen, in den Karpaten, im dinarischen Gebirge der Fall ist. Erst unterhalb dieses Gürtels, der in den Alpen von 5500—6500′ bis 3000 oder 2500′ hinabreicht, beginnen in jenen Gegenden, die einer anderen als der baltischen Provinz angehören, die Charaktere der Provinz selbst hervorzutreten, so an den Karpaten und Ostalpen der pontische, an den Südalpen der mediterrane Typus.

Die Gebirgs-Inseln sind also aufzufassen als Complexe verschiedener, nach Höhenregionen abgestufter Klimate, und zwar in Mittel-Europa jedenfalls eines baltoiden, höher hinauf eines arktoiden Klimas bis zum Klima der vegetationsleeren Eiswüsten.

Besondere Beispiele lassen sich in der hier gebotenen Kürze nicht anführen; man muss entweder aus jedem Hauptgebirge Europa's und zwar aus je mehreren Höhenlagen und Expositionen Mittelwerthe wiedergeben oder, wenn der Raum und die vorhandenen Daten dieses nicht gestatten, davon ganz absehen, um nicht zu falschen Verallgemeinerungen des nur local Giltigen zu verleiten.

Klimatographie von Mittel-Europa.

Allgemeine Uebersicht.

Konnten die klimatischen Verhältnisse des gesammten Welttheiles nur kurz und übersichtlich dargestellt werden, so soll dagegen die Klimatographie Mittel-Europa's, und zwar hauptsächlich nach Dove's Auffassung *), etwas eingehender behandelt werden, umsomehr, da es an gut beobachteten Daten für dieses Centralgebiet der Cultur nicht fehlt.

Das Klima Mittel-Europa's muss selbstverständlich auf die Hauptcharaktere der zwei klimatischen Zonen zurückgeführt werden, in denen es liegt, nämlich der Zone der Aequinoctialregen, welcher der südliche Theil Mittel-Europa's angehört, und jener der Sommerregen, in welche die nördlich der Alpen gelegenen Länder gehören. Es wurde bereits auseinandergesetzt, wie die Zeit der vorwiegenden Regen von dem Herabsinken der äquatorialen Luftströmung abhängt, die, um aus den tropischen Gebieten nach Mittel-Europa zu gelangen, über den atlantischen Ocean streichen und daher als wasserreicher Südwestwind hier ankommen muss.

Die Quelle dieser Luftströmung, der tropische Hitzegürtel mit seinen aufsteigenden warmen dampfreichen Luftmassen, ist nun, wie ebenfalls schon früher angedeutet, im Winter um einige hundert Meilen entfernter von Europa, als im Sommer, und um eben so viel weiter südlich ist also auch jener Erdstrich zu suchen, auf welchen sich im Winter der Aequatorialstrom häufiger herabsenkt. Dieser Erdstrich ist auf unserer nördlichen und östlichen Halbkugel die Gegend der canarischen und azorischen Inseln; diese haben also ihre Regenzeit um den December, während Europa davon noch nicht berührt wird.

Um die Zeit beider Aequinoctien aber reicht die Zone, auf welcher der obere Passat (Aequatorialstrom) zur Erde herabsinkt, schon nach Südeuropa und an den südlichen Rand von Mittel-Europa — an den südlichen Fuss der Alpen — also nebst Portugal und Spanien nach Süd-Frankreich, Italien, den österreichischen Karstländern (Istrien, Dalmatien). Diese Gegenden haben also jährlich zwei Regenzeiten, nämlich um die Aequinoctien.

*) Vergl. die pag. 342 citirten Arbeiten Dove's.

Im Sommer endlich ertrecken sich die regenbringenden Besuche des Aequatorialstromes auf Mittel-Europa nördlich der Alpen, während zu dieser Zeit die südlicher gelegenen Länder unter dem hochgewölbten Bogen jener Strömung unberührt von derselben bleiben und Trockenzeit haben.

Da nun mit Trübung, gleichzeitiger grosser Luftfeuchtigkeit und vielen Niederschlägen auch eine geringere Insolationswärme verbunden ist, als mit Heiterkeit, so sind die Sommer von Südeuropa und dem südlichen Rande Mittel-Europa's nicht nur regenarm, sondern auch weit wärmer, als es im Verhältnisse der geographischen Breiten allein erwartet werden könnte. Da ferner eine trübe regnerische Atmosphäre nur eine geringe nächtliche Abkühlung im Gefolge hat, besitzen die Länder mit Aequinoctialregen eine weit gleichmässigere Temperatur des Frühlings und Herbstes als diejenigen mit Sommerregen, in denen die Früh- und Spätfröste bei heiteren Nächten häufig sein müssen.

Schon hieraus ergeben sich zwei klimatische Hauptgebiete in Mittel-Europa: ein südliches mit regenreichen, ziemlich gleichmässigen Aequinoctialzeiten und verlängertem heissem trockenen Sommer; dann ein nördliches mit Sommerregen und unsteten excessiven Aequinoctialzeiten.

Durch die Alpen wird die Grenze zwischen diesen beiden Gebieten, welche sonst ziemlich ungenau und verschwommen wäre, noch bedeutend mehr markirt und der Unterschied greller gemacht.

Die Alpen condensiren nämlich an ihrem schneebedeckten Scheitel den Wasserdampf der Aequatorialströmung, insbesondere um die Aequinoctien, zu massenhaften Niederschlägen, durch welche der Wassergehalt jener Luftströmung bedeutend vermindert wird; diese kommt daher an der Nordseite der Alpen schon ziemlich trocken an, und wir haben dann gerade zu jener Zeit, wo am Südrande Europa's die dauerndsten Regengüsse herrschen, nördlich von den Alpen vorwiegend trockenes Wetter und nur geringere, von anderen secundären Winden herbeigeführte, mehr locale Niederschläge.

Im Sommer werden die vom nordatlantischen Meere her wehenden Nordwestwinde durch die Alpen von dem jenseitigen Gebiete abgehalten und auf den nördlich der Alpen gelegenen Theil Mittel-Europa's beschränkt; hiedurch vermehrt sich im letzteren Gebiete die Anzahl der Regenfälle, im ersteren hingegen die Trockenheit und Wärme.

Im Winter endlich werden gleichfalls die Winde aus dem ganzen nördlichen Quadranten, welche über Mittel-Europa hereinbrechen, durch die Alpen wenigstens insoferne zurückgestaut, dass nur die mächtigeren Ströme dieser Art (bei grosser barischer Differenz zwischen dies- und

jenseits der Alpen) und zwar hauptsächlich nur durch die Pässe der Alpen stossweise als Bora nach dem Süden gelangen.

Der Gegensatz zwischen den beiden klimatischen Hauptgebieten Mittel-Europa's ist also zu allen Jahreszeiten durch die Alpen noch vergrössert.

Endlich tragen auch noch verschiedene locale Einflüsse dazu bei, diesen Unterschied zu steigern und die Charaktere dies- und jenseits ausgesprochener zu gestalten. Dahin gehören hauptsächlich die schmale Erstreckung des südlichen Gebietes längs dem warmen Mittelmeere und die weite Ausdehnung des nördlichen Gebietes bis an die Gestade der kälteren Nord- und Ostsee; dann die meist kahlen steilen Südgehänge der Alpen (Karst) einerseits, und die meist bewaldeten vielfach abgestuften und reich gegliederten Nordgehänge und Vorlagen andererseits.

Wenn also der Gang des Klimas in Mittel-Europa beschrieben werden soll, so kann diess nur bezüglich der allgemeinsten Grundzüge gemeinsam für die beiden Regenzonen geschehen; in vielen Details aber gehen die Beschreibungen auseinander und müssen für jedes dieser beiden Hauptgebiete abgesondert gegeben werden.

Gang des Klimas in Mittel-Europa nach den Jahreszeiten.

Winter.

Betrachten wir die Vertheilung der klimatischen Elemente auf unserer Halbkugel zur Zeit des Winters, so finden wir Europa zwischen zwei entfernten Kältepolen liegen (der eine in Sibirien, der andere im nördlichsten Amerika), und Schnee das ganze Festland im Norden, sowie Eis die Flüsse und theilweise das Meer bedecken. Kalte verdichtete Luft lagert im Norden. Der Aëquatorialstrom senkt sich damals entfernt von Mittel-Europa zur Erde und bringt unseren südlichen Nachbarländern warme, verdünnte, durch wässerige Niederschläge auch eines Theils der Dampfspannung beraubte Luft. Das Aëroklinoskop muss also zu dieser Jahreszeit vom nördlichen Quadranten nach dem südlichen hin weisen, oder der Drang der Luftströmungen über Europa muss in der Richtung von Nordwest, Nord und Nordost nach Südost, Süd und Südwest gehen. Welche von diesen möglichen Richtungen wirklich eingeschlagen werde, hängt von jener Richtung ab, in welcher die barische Differenz jedesmal am grössten ist. Liegt das extremste Temperatur-Minimum und damit das Maximum der Luftdichtigkeit mehr im Westnordwest oder Nordwest, dagegen ein relatives Wärme-Maximum mit einem Minimum des Luftdruckes gegen Südost hin, so schlägt eine nordwestliche oder nördliche Luftströmung durch; liegen jene bestimmenden Punkte der jeweiligen

grössten Gegensätze im Nordnordost oder Nordost einerseits, und im südwestlichen Quadranten andererseits, so tritt eine nordöstliche oder ostnordöstliche Luftströmung ein. Ist die Richtung des Gegensatzes nicht so entschieden, so schwanken jene Windrichtungen hin und her oder lassen auch andere untergeordnete mehr locale Winde zur zeitweiligen Herrschaft gelangen. Alle diese Winde gehen nun über Mittel-Europa hin, welches dieselben nicht angeregt hat, aber sich ihren Durchzug gefallen lassen und die Witterung hinnehmen muss, welche sie ihm bringen. Da nun die Temperatur-Minima im Norden hauptsächlich von der starken Ausstrahlung bei heiterem Himmel, die winterlichen Wärme-Maxima aber von der Herrschaft oceanischer Luftströmungen oder auch von dem Wechsel heiterer windstiller Tage mit bedeckten Nächten herrühren, lassen uns Witterungsberichte aus dem Norden und Süden voraussehen, welche Luftströmung uns in Mittel-Europa für kürzere oder längere Zeit beschieden sein wird. Hiemit ist uns aber auch schon der Hauptcharakter der Witterung gegeben.

Die Winde links vom Nordstriche, also WNW., NW. und NNW. müssen, um zu uns zu gelangen, entweder über die stets offene eisfreie Nordsee herwehen, wenn sie nicht auf derselben selbst schon ihren Anfang nehmen; in beiden Fällen bringen sie mit mässiger Kälte einen nicht unbedeutenden Dampfgehalt, folglich leicht Schneefälle, besonders wenn ober oder neben ihnen eine noch mehr dampfreiche wärmere Strömung — etwa ein abgezweigter Arm einer äquatorialen Strömung — zieht und mit dem kälteren Nordseewinde in Berührung kommt.

Die Winde rechts vom Nordstriche (NNO., NO., ONO.) wehen aus trockenkalten, nicht mit Wasser, nur allenfalls mit Schnee bedeckten continentalen Gegenden, bringen daher grössere Kälte und Trockenheit und begünstigen überdiess durch die mit ihrer Trockenheit verbundene Heiterkeit die locale nächtliche Ausstrahlung, folglich ein rasches Wachsen der Winterkälte.

Weht keine von diesen winterlichen Hauptströmungen entschieden und anhaltend, so gewinnen die sonst in den oberen Regionen verlaufenden nach Norden hin wehenden Ersatzströmungen aus West und Südwest, dann die von näher gelegenen localen Gegensätzen erregten und daher weniger mächtigen veränderlichen Winde die Oberhand und es gibt dann in Mittel-Europa nasses, nur von kurzen Schneefällen und kurzen Frostperioden unterbrochenes Wetter.

Wir haben also dreierlei Haupttypen der Winterwitterung, ja auch ganzer Winter:

1. schneereiche Nordwestwinter mit kurzen Zwischenpausen von nässelndem Westwetter oder trockenkaltem Nordostwetter (beide letzteren meistens von mehr localem Ursprunge);

2. trockenkalte Nordostwinter mit kürzeren Einschaltungen entgegengesetzten Wetters;

3. unstete Winter mit desto mehr localem Ursprung der jeweilig herrschenden Luftströmungen, je weniger entschieden die bekannten Hauptströmungen unser Gebiet berühren.

Frühling.

Der Frühling bringt, wie bereits wiederholt erwähnt, den Aequatorialstrom weiter nördlich, nach und nach bis an den südlichen Vorlagen der Alpen und des Karstgebirges, zum Einfallen auf die Erdoberfläche. Die Tendenz der kälteren Luft im Norden, nach dem Süden abzuströmen, dauert dabei natürlich fort; aber die mechanische Gewalt der immer mehr nach Norden vordrängenden Aequatorialströmung kann den Armen der Polarströmung den Weg nach Süden versperren und ihnen das Ueberschreiten der Alpen erschweren, wenn nämlich die erwähnten Niederschläge nicht sehr heftig sind, daher nicht zu sehr ausgiebigen Aspirationen Anlass geben, und wenn andererseits im nördlichen Quadranten keine sehr bedeutenden Depressionen der Temperatur das rasche Abströmen der dichteren Luft nach Süden befördern. In diesem Falle stauen sich die am Abflusse gehinderten polaren Luftmassen allmälig nördlich von den Alpen an, bringen hohen Luftdruck, Heiterkeit und Trockenheit mit sich und suchen nach dem bekannten, von der Drehung der Erde herrührenden Gesetze der Ablenkung einen Ausweg nach Westen hin, d. h. sie verwandeln sich in östliche Winde. Diess geschieht häufig zu Anfang des Frühlings, im März, dessen trockene Ostwinde der Landwirth fürchtet.

Je mehr aber die Aequatorialströmung die Herrschaft im Süden der Alpen gewinnt — gewöhnlich um Ostern, zwischen Ende März und Mitte April — desto entschiedener tritt dort die Folge ihres grossen Feuchtigkeitsgehaltes auf; die reichlichen, oft gewitterigen Niederschläge, welche hiedurch in jenen Gegenden entstehen und bald da bald dort — mehr östlich oder mehr westlich — ein Maximum erreichen, bewirken durch die damit verbundenen barischen Minima, dass der von Norden kommende Polarstrom, welcher ohnediess durch die Verbreiterung seiner Bahn zur Theilung in mehrere Arme stets geneigt ist, eine grössere Anzahl und mehr wechselnde Lage der Aspirationsstellen findet, nach denen er hingezogen wird. Die zwischen diesen zahlreicheren Armen der Polarströmungen frei bleibenden zwickelförmigen Stellen werden dann entweder von Zweigen des näher rückenden Aequatorialstromes eingenommen, oder es entwickelt sich in denselben für kurze Zeit eine ganz locale Witterung, wie sie eben nach der Lage der Oertlichkeiten und

nach den Einflüssen der näheren Umgebung sich gestalten kann, bis wieder — meist schon nach kurzer Frist — ein Arm der polaren Strömung nach SO., S. oder SW. gerichtet, über dieselbe Gegend hinfährt und das locale oder auch äquatoriale Wetter unterbricht. Da hiebei häufig äquatoriale und polare, oder kalte und feuchte Strömungen sich neben einander vorbeidrängen und an den Berührungsgrenzen solcher entgegengesetzter Ströme schmale Strichregen entstehen, fällt die Zeit dieser letzteren auch in die Frühlingsmitte.

Je entschiedener also südlich von den Alpen der Aequatorialstrom auftritt, und je mehr Niederschläge er dort entwickelt, desto rascher wechselt die Richtung und Stärke der vom nördlichen Quadranten herkommenden, über Mittel-Europa hinziehenden Luftströmungen; eine höchst wechselvolle Witterung muss zu dieser Zeit nördlich von den Alpen auftreten, und die normale Frühlingsmitte muss daher bei uns sehr veränderlich sein.

Im Spätfrühling endlich kommen bereits jene Verhältnisse zur Geltung, welche in ihrer weiteren Entwicklung den Charakter des Sommers bedingen. Die schon weiter nach Norden heraufgerückte Einfallszone des Aequatorialstromes überschreitet nun nicht mehr bloss in einzelnen selteneren Fällen, sondern dauernd die Alpen und bringt, stetig vorrückend, dem nördlich der Alpen gelegenen Mittel-Europa die sommerliche Regenzeit mit lauen Lüften. Dieser Typus bleibt aber selten ungestört und alleinherrschend. Zur selben Zeit nämlich gewinnt über dem europäisch-sarmatischen und dem asiatischen Steppenlande die mächtiger werdende Insolation während der längeren Tage um so mehr Einfluss, als sie in weiten Gebieten auf leicht sich erhitzenden Sandboden wirkt; hiedurch entsteht eine rasch zunehmende Auflockerung der Luftmassen östlich und südöstlich von Mittel-Europa, und folglich eine Aspiration der westlich über Deutschland und dem nordatlantischen Ocean lagernden kälteren Luft; daher kommen dann die kalten nässelnden Winde aus dem westlichen Quadranten, welche dem lauen Aequatorialtypus mit mehr oder weniger Erfolg den Vorrang streitig machen. Wenn nun überdiess grössere Massen von Eisbergen aus der Polarzone durch den nordatlantischen Ocean herabtreiben, erkälten sie noch mehr die Luft über diesem Meeresgebiete, verstärken den Gegensatz zu den wärmeren östlichen Luftmassen und erzeugen Rückfälle der Kälte in Mittel-Europa.

Im Frühlinge folgen sich also bei normaler Entwicklung rasch nach einander drei Typen: derjenige der heranrückenden Aequatorialströmung mit beginnenden warmen Niederschlägen im südlichen, und mit trockenen Ostwinden im nördlichen Theile Mittel-Europa's; dann derjenige der am Südhang der Alpen herrschenden Aequatorialströmung mit heftigen Niederschlägen im südlichen und mit höchst unstetem Wetter im nördlichen

Mittel-Europa; endlich der beginnende Sommertypus mit nördlich der Alpen einfallender Aequatorialströmung, mit abwechselnd warmen und kalten Niederschlägen und mit Kälterückfällen, während südlich schon die Sommerdürre sich entwickelt.

Diese drei Typen theilen sich aber nicht jedes Jahr gleichmässig in die drei Monate des bürgerlichen Frühjahrs; je nachdem die nun dargelegten bedingten Ursachen ausserhalb Mittel-Europa's mehr in der einen oder der anderen Richtung vorwiegen, verkürzt oder verlängert sich einer oder der andere dieser Typen, ja es kann auch einer bis auf eine verschwindend kurze Dauer eingeschränkt und ein anderer dafür alleinherrschend werden.

Am seltensten, oder wohl gar nicht, bleibt die mittlere Periode der veränderlichen Frühjahrswitterung („Aprilwetter") aus. Dagegen treten leicht Variationen im Charakter der ersten (Märzperiode) und der dritten (Maiperiode) auf.

Es lassen sich daher mehrere Typen von Frühlingen unterscheiden:

1. der schon oben geschilderte normale Typus in drei deutlich entwickelten Abschnitten;

2. drängt sich der Aequatorialstrom sehr rasch vor, so fehlen im Süden Mittel-Europa's die einleitenden kleineren Regen, und im Norden schrumpft dann die Periode der Trockenheit auf ein Minimum zusammen; es beginnt dann schon um Anfang März im Süden das Sciroccalwetter und im Norden der Typus der unsteten Witterung, den wir sonst gewöhnlich erst dem April zuschreiben;

3. wenn umgekehrt die Niederschläge im Süden sich verzögern oder weniger entschieden auftreten, so verlängert sich im Norden die Periode der trockenen Nordost- und Ostwinde;

4. beginnt die grosse Auflockerung im Osten oder das Thauwetter im Polarmeere und daher das Treiben der Eisberge früher als gewöhnlich, so wird durch früh eintretende nordatlantische Nordwestwinde mit kalten Regenschauern die schlechte Witterung der mittleren Frühlings-Periode noch verlängert und der Beginn des Sommers weit hinausgeschoben;

5. verzögert sich hingegen jene Auflockerung länger als gewöhnlich, so treten die warmen Sommerregen ungestört ihre Herrschaft an, und der Typus des Sommers beginnt dann schon im Mai.

Sommer.

Der Sommer Mittel-Europa's steht von Anfang bis zu Ende unter den gleichen Haupteinflüssen, welche sich schon zu Ende des Frühlings geltend machen; denn stets bleibt im Sommer Mittel-Europa der Schau-

platz des herabkommenden Aequatorialstromes mit seinem sich mehr oder minder rasch erschöpfenden Wassergehalt; stets ist auch der Polarstrom bereit, in mehr oder minder zahlreichen und verschieden breiten Armen sich über Mittel-Europa zu ergiessen, nur mit geringerer Vehemenz als im Winterhalbjahre, weil ja während der ununterbrochenen Insolation in den Polargegenden auch dort bekanntlich ein hoher Wärmegrad erreicht und daher die barische Differenz zwischen den hohen und niedrigen Breiten sehr vermindert wird.

Diesem normalen, theils örtlichen, theils zeitlichen Wechsel der feuchtwarmen und der trockenen Luftströmungen drohen aber auch noch den ganzen Sommer hindurch jene Störungen, welche von der Differenz zwischen dem stärker erwärmten continentalen Ost-Europa und Asien einerseits, und dem kälter bleibenden nordatlantischen Ocean mit seinen gelegentlich herabkommenden Massen von Treibeis andererseits herrühren — nämlich die nasskalten Nordwestwinde.

Es gibt also bei uns drei Haupttypen der Sommerwitterung.

1. Ungestörte Entwickelung des Aequatorialstromes längs der Oberfläche von Mittel-Europa, dabei häufige Niederschläge aus der wasserreichen Atmosphäre, heitere Pausen, wenn sich local die Wolkenmassen durch Platzregen erschöpft haben, dabei drückend heisse Luft, baldige Condensation der aufsteigenden Wasserdämpfe in der ohnediess schon dampfreichen oberen Atmosphäre, daher viele Gewitter des aufsteigenden täglichen Stromes. Dieser Typus gelangt bei uns zur Entfaltung, wenn in Amerika eine mehr als normale, in Asien eine ungewöhnlich niedrige und in den hohen Breiten eine beiläufig normale Sommertemperatur herrscht.

2. Schwächere Entwicklung des Aequatorialstromes und dagegen ungestörtes Abströmen der Luft aus höheren Breiten, daher vorwiegend heiteres trockenes Wetter und mehr oder weniger Hitze, je nachdem die polare Strömung schwächer oder stärker, und die locale Bodengestaltung für Erhitzung und Windstille günstig ist oder nicht.

Dieser Typus, welcher unter der Voraussetzung eines mathematischen Klimas eigentlich der normale wäre, bildet thatsächlich nur eine seltene Ausnahme, welche dann Platz greifen kann, wenn die von übermächtigen Ursachen hervorgerufenen Typen 1 und 3 nicht hervortreten.

3. Vorwalten der Nordwestwinde mit niedrigziehenden aber nicht sehr schweren Wolken, mit kalten Strichregen, seltenen heiteren und dann noch nicht warmen Tagen, dagegen aber auch wenig Gewittern. Dieser Typus setzt voraus, dass Nordamerika entweder seine normale oder eine etwas niedrigere, Nord- und Mittelasien seine normale oder etwas höhere Sommertemperatur durch längere Zeit bewahre.

Selten behält ein Sommer durch seine ganze Dauer einen dieser drei Typen; aber die Typen 1 und 3 pflegen wenigstens mehrere Wochen oder auch Monate hindurch anzudauern, weil die Ursachen, von denen sie abhängen, sich nicht rasch bedeutend ändern können. Hat z. B. Nordamerika wirklich einen langen strengen Winter gehabt, dessen Nachwirkungen nur langsam weichen, und hat einmal in den östlichen Steppengebieten die nachhältige Erhitzung begonnen, welche dann monatelang keinen Niederschlag, ja oft nicht einmal eine Trübung des Tageshimmels aufkommen lässt, so kann diese Sachlage sich nicht plötzlich ändern, weil selbst Boden und Wasser bereits nachhaltig davon beeinflusst sind; darum aber müssen auch die hiedurch bedingten nordwestlichen Winde in Mittel-Europa fortdauern und können höchstens durch Spaltung in Arme den dazwischenliegenden Landstrichen die Möglichkeit geben, auf kurze Zeit eine andere locale Sommerwitterung zu entwickeln.

Ebenso aber unterliegen die Umstände, welche den Typus 1 (feuchtwarme Sommerwitterung) bedingen, keinem raschen Wechsel.

Diese beiden Typen 1 und 3 sind demnach die häufigeren und anhaltendsten. Der erstere gestattet, wenn er den Sommer beherrscht, nur wenige und kurze Kälte-Recidiven, die gewöhnlich auf den Anfang des Sommers beschränkt bleiben; der zweite hingegen gibt nur wenigen und kurzen Wärmeperioden zwischen den kühlen Tagen Raum.

Im Süden von Mittel-Europa, wohin die Nordwestwinde nur selten dringen, ist dieser zweite Typus auch selten, und in der Regel lässt auch der herabkommende Aequatorialstrom dieses von ihm schon im Frühjahr betretene Gebiet im Sommer ganz unberührt, so dass sich ein eigenthümches locales Sommerwetter entwickeln kann, welches wir später noch näher beschreiben werden.

Herbst.

Im Herbste kehrt zwar die Sonne, folglich auch der Hitzegürtel und mit ihm der herabkommende Theil des Aequatorialstromes, in dieselbe Lage zurück, welche im Frühlinge stattfand; aber die Wirkungen sind für Mittel-Europa nicht wieder die gleichen, weil die nachbarlichen Einflüsse wenigstens theilweise geändert sind.

Insbesondere hat sich die Aspiration im continentalen Osten, welche die sommerlichen Nordwestwinde herbeizog, in der Regel sehr vermindert, indem nun jener Continent in den länger werdenden Nächten sich eben so schnell abkühlt, als er im Frühjahre und Vorsommer sich zunehmend erhitzte.

Es fällt also im Herbste die starke Tendenz zu Nordwestwinden weg, und folglich auch eine wesentliche Ursache jenes häufigen Witterungswechsels, welcher im Frühjahre stattfindet.

Daher bleiben nur noch die beiden anderen äquinoctialen Typen übrig, nämlich in Südeuropa wieder Sciroccalwetter (Regenzeit), nördlich von den Alpen die polare Strömung mit mässigen Nordost- und Ostwinden.

Die Herbste verschiedener Jahre gleichen daher einander mehr, als dieses bei den andern Jahreszeiten der Fall ist.

Unterschiede treten hauptsächlich nur dadurch ein, dass entweder ein Typus des Sommers — insbesondere im Norden jener der Nordwestregen oder jener der Aequatorialregen — noch einen Theil des Septembers einnimmt, oder dass schon gegen Ende October oder doch im November der winterliche Typus eintritt. Die Zeit der heiteren beständigen Herbsttage nach dem Zurücktreten des Sommertypus kommt fast mit Sicherheit jedes Jahr; nur fällt sie bald in den September, bald erst in den October oder auch zur Hälfte in jeden dieser beiden Monate, und selbstverständlich am Südrande unseres Gebietes später, als nördlich von den Alpen.

Es gibt also in Mittel-Europa nur zwei Hauptgruppen von Herbsten:

1. früher Eintritt des trockenen polaren Stromes;
2. später Eintritt desselben.

Nachdem nun in allgemeinen Zügen die klimatischen Wandlungen, welche während eines Jahres in Mittel-Europa vorgehen, angedeutet sind, sollen die beiden Staatsgebiete Deutschlands und Oesterreich-Ungarns nach natürlichen klimatischen Gebieten (Kreisen, Bezirken) betrachtet werden, wie es bereits mit Europa im Grossen und Ganzen geschehen.

Die klimatischen Gebiete Deutschlands.

Hiezu die Karte Tafel XIII.

Allgemeine Gliederung.

Die klimatische Uebersicht Deutschlands wird erleichtert durch die Auffassung, dass das ganze Reich, wie wir bereits oben angedeutet, zur Hälfte in die nördliche oceanische, zur Hälfte in die baltische Provinz Europas fällt, dass jedoch locale Modificatoren auch noch innerhalb dieser beiden grossen Provinzen weitere Unterschiede hervorbringen. Zuvörderst steht der ganze westliche und nordwestliche Theil Deutschlands weit mehr unter dem vorwiegenden Einflusse des Oceans und insbesondere der Nordsee, als der nordöstliche und östliche, welcher seinerseits wieder ein durch den Einfluss der Ostsee und der benachbarten pontischen Provinz modificirtes Klima hat. Die Grenze zwischen beiden Hauptgebieten verläuft etwa längs des niedrigen schleswig-holstein'schen Scheiderückens und in der Verlängerung dieser Richtung etwa westlich von Berlin und östlich von Dresden bis an die Sudeten. Die westlich von dieser Grenzlinie gelegene Hälfte wollen wir das oceanische, die östliche Hälfte das sarmatische Gebiet Deutschlands nennen.

Der Charakter des oceanischen Gebietes ist rein ausgeprägt nur in den Gegenden nahe der Nordsee (Mare germanicum); diesen Complex wollen wir daher als germanischen Kreis bezeichnen. Locale Modificationen innerhalb des oceanischen Gebietes treten ein: *a*) durch das mitteldeutsche Bergsystem, welches eine im Grossen schildförmige, hügelreiche und gut bewaldete über das umgebende waldarme Flachland hervorragende Insel bildet, nördlich in dem Harz beginnt und mit dem bairischen Walde endet und als hercynischer Kreis benannt werden mag; *b*) durch die Alpen, welche für sich einen eigenen klimatischen Kreis mit einer ziemlich weiten Wirkungssphäre bilden; *c*) durch die Plateaulage zwischen Alpen einerseits und Jura nebst daranstossendem hercynischen Bergsystem andererseits, durchflossen von der Donau und den grössten Theil Baierns umfassend; das mag der bojoarische Kreis sein.

Im sarmatischen Gebiete tritt keine entschiedene Untertheilung ein.

Die beiläufige Begrenzung dieser Kreise, soweit die bisher vorliegenden Daten dazu Anhaltspunkte geben, sind in der beigebundenen Karte verzeichnet, und im Nachfolgenden soll nun der klimatische Charakter der einzelnen Kreise geschildert werden.

Der germanische Kreis.

Der oceanische Typus, welcher hier entschiedener als in jedem anderen klimatischen Gebiete Deutschlands ausgeprägt ist, wird selbstverständlich von der Küste (NW.) gegen das Binnenland hin allmälig minder deutlich und consequent, so dass weiter gegen Osten sich immer mehr einzelne Züge des Continentalklimas oder einzelne kurze Zeiträume nachweisen lassen, welche an continentales Klima erinnern.

Sehr bestimmt ist der eigenthümliche Charakter dieses Kreises in Westphalen — das zwar nicht ganz an der Küste gelegen aber auch ohne einen trennenden Wall gegen das Meer und ohne Störung durch benachbarte bedeutendere Höhen ist, — nachzuweisen, wo insbesondere über die Station Gütersloh die Resultate 25jähriger Beobachtungen von Stohlmann*) vorliegen, denen wir das Materiale zu der nachfolgenden Schilderung entnehmen.

Das Verhältniss der dortigen Luftströmungen**) ist aus nachstehender Uebersicht der sechsjährigen Mittel für jede einzelne Windrichtung zu ersehen, wobei die Anordnung von der seltensten Windrichtung zur häufigsten vorschreitet:

NNW.	ONO.	SSO.	N.	NW.	S.	NO.	NNO.	SSW.	O.	SO.	WNW.
15·17	23·17	26·33	26·5	32·33	37·5	37·5	42·5	48·83	58·5	60·8	83·0

SW.	W.	OSO.	WSW.
101·2	128·3	174·67	199·33

Auf die vier Richtungen zwischen WNW. und SW. allein fallen also im Jahresdurchschnitte 511·83 Fälle von der Gesammtzahl 1095·65, welche sich für 16 Windstriche herausstellt, unter denen nur noch die Richtung OSO. mit 174 Fällen einigermassen durch ihre Häufigkeit hervortritt.

Da nun für die dortige Lage aus den Strichen zwischen WNW. und SW. die Seewinde kommen, müssen die Details des westphälischen Klimas hauptsächlich durch die bekannten Wirkungen solcher Winde (grosse Feuchtigkeit, häufige Niederschläge, geringe Temperatur-Extreme vermöge reichlicher Bewölkung als Schirm sowohl gegen Insolation als gegen nächtliche Ausstrahlung) bestimmt werden, denen nur zeitweise die Wirkung warmer und trockener OSO.-Winde entgegentritt.

In Folge der herrschenden Seewinde sind Niederschläge zu allen Jahreszeiten so häufig, dass sich die Anzahl der Tage mit Niederschlägen

*) Ueber die klimatischen Verhältnisse Gütersloh's, respective Westphalens, von W. Stohlmann. Gütersloh 1861.

**) Leider ist gerade die Beobachtungsreihe über Windrichtungen auf nur 6 Jahre beschränkt, während die anderen klimatischen Elemente durch 25 Jahre beobachtet wurden.

(Regen oder Schnee) zu derjenigen der niederschlagsfreien wie 194 : 171 verhält, d. h. also, dass noch etwas öfter als jeden zweiten Tag ein Niederschlag erfolgt. Von jenen 194 Tagen sind nur 30 Schneetage. Einzelne Jahre hatten selbstverständlich noch weit häufigere Regenfälle; so z. B. 1860 nicht weniger als 235 Niederschlagstage, und selbst das trockenste der beobachteten Jahre (1857) hatte noch 157 Niederschlagstage, so dass also zwischen $^1/_3$ und $^2/_3$ aller Jahrestage mit Niederschlägen gesegnet sind. Da nun die Niederschlagstage zugleich zu den trüberen gehören und in unseren Breiten die trüben Sommertage auch vorwiegend kühle Sommertage sind, im Winter hingegen trübe Tage die Entstehung von Kältecentren durch Ausstrahlung verhindern, sind hiemit schon die Hauptzüge des westphälischen Klimas gegeben, wozu wir nur noch fügen müssen, dass die Mächtigkeit der einzelnen Regenfälle im Allgemeinen nicht sehr bedeutend ist, so dass trotz der Häufigkeit der Regentage doch das Cubikmass des gefallenen Wassers nicht sehr bedeutend ist und das Normalmittel der jährlichen Regenmenge nicht mehr als 26·64″ beträgt.

Wir wollen nun auf die Charakterisirung der einzelnen Jahreszeiten eingehen. Die Vertheilung der Winde auf die einzelnen Monate war in den sechs Beobachtungsjahren zusammen folgende:

Windrichtung	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Summe für 6 Jahre
WNW.	13	27	21	45	48	58	76	91	60	32	12	15	498
NW.	9	13	13	26	35	26	14	9	13	16	11	9	194
NNW.	3	5	4	5	10	13	12	14	11	9	2	3	91
N.	3	11	13	19	24	27	12	8	15	12	5	10	159
NNO.	18	13	27	19	41	26	13	20	17	25	8	28	255
NO.	6	12	16	14	16	41	22	14	18	33	17	16	225
ONO.	18	5	8	6	15	18	10	9	9	17	9	15	139
O.	25	17	31	32	29	31	29	10	25	18	35	69	351
OSO.	100	100	95	68	81	83	68	33	68	77	111	164	1048
SO.	41	44	41	20	21	23	34	23	21	27	38	32	365
SSO.	21	21	11	9	7	10	7	11	12	25	16	7	167
S.	27	25	14	13	13	15	15	18	17	28	31	9	225
SSW.	33	28	24	20	21	11	23	27	36	25	32	13	293
SW.	69	54	35	43	32	39	51	60	58	48	78	40	607
WSW.	103	126	99	143	84	81	84	104	110	78	113	71	1196
W.	69	55	58	76	63	56	70	107	68	69	40	39	770
Summen für die einzel. Monate	558	556	510	458	540	558	540	558	558	539	558	540	
Summen für die Jahreszeiten	1624			1556			1546			1637			

Daraus ist vor Allem zu ersehen, dass die Winde bezüglich ihrer Häufigkeit in zwei Hauptgruppen zerfallen: die Gruppe WNW.—W., welche 3061 Fälle unter 6363 beobachteten, also nahezu die Hälfte der gesammten, einnimmt, obgleich die in dieser Gruppe enthaltenen 4 Windstriche nur $^3/_{16}$ oder 18·7 % der Windrose umfassen; dann die Richtung OSO., auf welche allein 1048 Fälle, also fast $^1/_6$ der beobachteten kommen.

In der ersten Gruppe müssen wir wieder den Strich WNW. von den übrigen scheiden; denn er tritt nur in den Monaten April bis August mehr hervor, während die Striche von West bis Südwest das ganze Jahr dominiren, ihr Maximum aber entschieden in den Wintermonaten haben. Insbesondere SW. und WSW. zusammengenommen haben in den 3 Wintermonaten 486 Fälle, alle anderen Striche zusammen nur 1138, so dass jene zwei Richtungen allein fast $^1/_3$ aller vorkommenden Winterwinde ausmachen.

Vorwiegend im Winter, insbesondere von dessen Anfang bis tief in die Mitte, fallen also die aus SW.—WSW. kommenden allgemeinen Aequatorialströmungen und werden hier besonders dadurch einflussreich, dass ihre Luftmassen von weiter nördlich aus dem Binnenlande entgegenkommenden Polarströmungen aufgestaut, über diesen Landstrichen liegen bleiben, während die benachbarten, nahe nördlich und nordöstlich gelegenen Länder schon kalte Polarluft haben.

Der milde Charakter des Winters spricht sich in der Ziffer +0·77° R. aus, welche die Mitteltemperatur des Winters in Gütersloh bedeutet, während in allen anderen klimatischen Kreisen Deutschlands die winterliche Mitteltemperatur unter Null fällt.

Von den beobachteten 25 Wintern hatten nur 7 Mittel unter Null, jedoch nur innerhalb der Grenzen von —0·14 und —1·95° R.; der Winter von 1846 hatte sogar eine Mitteltemperatur von +3·17° R. Der December 1857 hatte unter 93 beobachteten Windrichtungen 71 aus den Strichen zwischen Süd und West und damit im Zusammenhange eine sehr hohe Mitteltemperatur von +3·48°, dabei dennoch hohen Barometerstand (338·8, d. i. 4‴ über dem Mittel) als Beweis dafür, dass jene Südwestwinde angestaut waren.

Die zweite, von October bis gegen Mai dominirende Luftströmung, jene aus OSO., scheint die local abgelenkte Polar- oder Binnenströmung zu sein.

Leider hat Stohlmann keine thermische, atmische und barische Windrosen für Gütersloh gegeben und auch sonst keine Andeutungen über die Rolle des dort so hervorragenden OSO.-Windes fallen gelassen; aber jene Annahme wird aus der Configuration der Gegend wahrscheinlich. Gütersloh liegt nämlich im südöstlichen Winkel des Münster'schen

Beckens, welches nur nach Westen ganz offen ist, im Norden und Nordosten dagegen vom Teutoburgerwald, im Osten von der niedrigeren „Egge,“ im Süden vom Haardstrang und dem westphälischen Kohlengebirge umsäumt wird. Die in der allgemeinen nordöstlichen Richtung einfallende Polarströmung dürfte demnach genöthigt sein, den Teutoburgerwald zu umgehen und den Zutritt ins Becken am leichtesten von der Ostseite her finden.

Eine zweite locale Ursache häufiger OSO.-Winde dürfte das im SO. und S. hinter dem Haardstrange und dem Kohlengebirge aufsteigende höhere Gebirge des Sauerlandes abgeben.

Ist dieses mit Schnee bedeckt, während unten im Becken kein Schnee liegt und milde Temperatur herrscht, so wird die Differenz zwischen der erkälteten Bergluft und der unten lagernden verdünnten Seeluft leicht so gross, dass nach den bekannten Grundsätzen ein Fallwind mit der Richtung gegen das Tiefland erzeugt wird, wie wir diess in grösserem Massstabe bei der Bora gesehen haben und wie es auch am nördlichen Fusse der Alpen häufig der Fall ist. Da aber dergleichen locale Winde, wenn sie auch oft eintreten, doch verhältnissmässig nur kurz dauern, gewinnt wohl auch dieser Sauerländerwind trotz seiner Häufigkeit keine hinreichende Macht, um das Klima von Gütersloh seiner vorwiegenden Milde zu berauben.

Alle übrigen Windstriche sind dortselbst für den Winter ebenso wie für die anderen Jahreszeiten von geringer Bedeutung.

Trotz der Milde des Winters fällt doch auch in Westphalen nicht selten Schnee — meist mit Nordseewinden (NW., NNW.) — bleibt aber nicht lange liegen. In 25 Jahren war das Minimum 19, das Maximum 46 Tage im Jahre mit Schneefall.

Wie fast überall, wo die Aequatorialströmung vom Meere her an die Küsten kommt und noch keine weiten Landstrecken passirt hat, kommen auch hier selbst im Winter Gewitter und Platzregen vor; auch beim Zusammentreffen von NW.- mit SW.-Winden fallen Winterregen und es sind Fälle mit 22‴ in 1 Tag und 28·6‴ in 17 Stunden im December vorgekommen.

Klare Wintertage mit starker nächtlicher Ausstrahlung sind selten, daher, was auf den ersten Blick befremdend erscheinen mag, die nächtliche Erkaltung meist erst in den mehr heiteren Pentaden der ersten Märzhälfte bedeutend wird.

Der Frühling ist verhältnissmässig weniger freundlich als der Winter; es beginnen die Nordwestwinde (WNW., NW.), angezogen von den weiter im Innern Europas und in Asien gelegenen Aspirationspunkten, und ihre häufigeren Wanderungen bringen feuchtkalte Luft mit und setzen ihren Wasserüberschuss in häufigen, wenngleich nicht lange dauernden und

wenig mächtigen Niederschlägen (Graupeln, Aprilschauer) ab. Die wärmeren südwestlichen Winde (SW., WSW.), im März noch sehr zahlreich, nehmen im April und Mai ab, dominiren aber, wie das ganze Jahr hindurch, über alle anderen, und lösen mit schwereren Haufwolken die Nebelzüge und Stratus-Decken der Nordwestwinde ab, so dass die Sonne selten durchblickt.

Der OSO. vom Berglande her wird zwar etwas seltener, stellt sich aber noch oft genug ein, um die Witterung wechselvoll zu machen.

Im April und Mai gewinnen auch die anderen untergeordneten und mehr localen Winde, die im Winter seltener wehen, mehr Einfluss, da die Hauptströmungen an Kraft verlieren und localer Sonnenschein bald da bald dort zu allerlei kurzdauernden Aspirationen Anlass gibt. Eine eigentliche Binnen-Polarströmung tritt nur selten mit Entschiedenheit auf, bringt aber dann andauernde Heiterkeit und ungewöhnliche Trockenheit, welche bisweilen selbst den jungen Saaten gefährlich wird.

Der Sommer zeigt zwar eine geringere Veränderlichkeit als der Frühling, aber es nehmen die kühlen, Nebel, Schleierwolken und nässelndes Wetter bringenden Nordseewinde, dann mit diesen abwechselnd die südwestlichen oceanischen Luftströmungen an Häufigkeit zu, so dass die Sonne fast immer Mühe hat sich geltend zu machen. Der kühle Bergwind aus OSO. wird entschieden seltener und bleibt mehr auf die Morgen und Abende beschränkt. Die kleineren localen Luftzüge vermindern sich im Vergleich gegen das Frühjahr.

An heiteren Tagen mit Windstille oder leichtem Binnenwinde steigert sich die Temperatur wenigstens auf kurze Zeit bedeutend; sie erreichte in 25 Jahren dreimal im Juli und einmal im August 28—28·8°R.

Gewitter sind nicht sehr häufig, fangen aber sehr frühzeitig an (durchschnittlich Mai 3·12, Juni 3·68, Juli 5·00, August 4·08) und bringen oft sehr starke Platzregen (z. B. am 29. Juli 1838 in 6—7 Minuten 6·34‴ in der Nacht und 18.—19. Juli 1852 binnen 12½ Stunden 39·84‴); sie treten meistens beim Zusammentreffen der südwestlichen mit nordwestlichen Strömungen, oder beim Einbrechen der letzteren in den aufsteigenden localen Luftstrom nach warmen Tagen auf, und sind, weil sie eben die Vorhut des Nordwestwindes darstellen, oft von langdauernden Landregen gefolgt.

Der Herbst ist, wie in ganz Mittel-Europa, auch hier die beständigste Jahreszeit; die Polarströmung, die im Frühling und Sommer nur selten für längere Zeit durchsteht, pflegt im September anzudauern und eine Reihe heiterer Tage mit sich zu bringen, die, wenn die Geschwindigkeit des Windes nur gering ist, vermöge der noch wirksamen Insolation angenehm warm werden. Auf diesen sonnigen Frühherbst pflegt aber ein trüber Spätherbst zu folgen, da im October wieder die äquatorialen

Südwestwinde zunehmen, welche zu dieser Jahreszeit zwar noch wenig mechanische Gewalt üben, aber einen gleichmässigen grau in grau gewobenen Wolkenschleier bringen. Da es um diese Zeit auf dem Berglande schon bisweilen schneit, nehmen auch die von dorther kommenden localen Ausgleichsströmungen, die im Sommer seltener wurden, wieder zu. Allmälig geht dann der Spätherbst mit zunehmenden SW.- und abnehmenden NW.-Winden wieder in den Winter über.

Wie schon oben erwähnt, bringt der Eintritt ungewöhnlicher Richtungen oder Dauer der polaren Luftströmungen auch bisweilen für kürzere oder längere Zeiträume Erscheinungen von continentalem Typus hervor, insbesondere ausnahmsweise Perioden grosser Kälte oder Wärme, Regenmangel und Lufttrockenheit. So waren unter den der Beobachtung unterzogenen 25 Jahren 5 mit auffallend strengen Wintern, 7 mit heissen Sommern; die Luftfeuchtigkeit sank in Frühlings- und Sommermonaten bisweilen sogar unter 20% bis auf 11% (?) herab und die unten folgende Reihe der regenärmsten Monate (kleinsten Monatssummen) zeigt, dass auch in dieser Beziehung Ausnahmen vorkommen.

Wir geben nun auf folgender Seite die tabellarische Uebersicht der wichtigsten klimatischen Elemente von Gütersloh nach Stohlmann's Daten zusammengestellt.

Station Gütersloh in 250 Fuss Meereshöhe.

Dec.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Novemb.	Jahr
Temperatur												
Normalmittel aus 25 Jahren												
+1·23	+0·03	+1·03	+2·68	+6·30	+10·13	+13·12	+13·89	+13·73	+11·05	+7·79	+3·52	+7·034
Durchschnittliche Maxima der Tagesmittel												
+3·04	+1·36	+1·74	+4·90	+7·97	+12·10	—	—	—	—	—	—	—
Absolute Maxima der Monatsmittel (in 25 Jahren)												
+5·20	+3·33	+4·11	+5·74	+8·73	+13·59	+16·16	+16·43	+17·10	+13·00	+9·42	+6.37	—
Durchschnittliche Minima der Tagesmittel												
—?	—1·48*)	?	0·97	+5·04	+7·93	—	—	—	—	—	—	—
Absolute Minima der Monatsmittel												
—3·01	—6·04	—4·61	—2·72	+4·21	+7·49	+11·58	+12·03	+11·40	+9·29	+5·43	—0·02	—
Luftfeuchtigkeit in %												
Normalmittel												
85·5	85·3	83·2	77·4	73·6	66·6	71·5	72·8	74·9	78·1	82·7	85·5	78·1
Niederschlag												
Normalmittel												
25·51‴	27·00	24·67	22·08	21·18	23·72	29·32	35·30	32·96	24·96	27·60	25·40	26·64″
Grösste Monats- und Jahressummen.												
—	—	—	—	—	—	63·0	79·92	62·88	—	74·64	—	36·02″
Kleinste Monats- und Jahressummen.												
5·04‴	6·72	1·32	3·84	1·80	5·28	—	—	—	6·48	5·52	3·60	17·12″
Normale Anzahl der Regentage												
11·69	10·20	9·00	11·24	12·92	15·56	16·24	17·08	16·84	14·28	16·28	13·08	164·41
Normale Anzahl der Schneetage.												
4·84	6·60	6·40	6·60	2·60	0·32	—	—	—	—	0·28	3·04	30·68
Normale Anzahl der Niederschlagstage.												
16·53	16·80	15·40	17·84	15·52	15·88	16·24	17·08	16·84	14·28	16·56	16·12	195·09
Frequenz der Niederschläge.												
0·533	0·542	0·550	0·575	0·517	0·512	0·541	0·551	0·543	0·476	0·534	0·537	0·534
Normalzahl der Gewitter.												
0·24	0·20	0·32	0·20	1·16	3·12	3·68	5·0	4·08	1·68	0·40	0·20	20·28

*) Die kältesten Ablesungen in 25 Jahren überhaupt waren —13·63, —18·8, —19·2. Wenn trotz diesen vorgekommenen niedrigen Temperaturen doch die Temperatur des durchschnittlichen kältesten Tages nur —1·48 beträgt, so beweist dieses, wie w a r m in der Regel der Winter ist und wie kurz solche Minima dauern.

Der hercynische Kreis.

Wir können diesen Kreis, welcher aus den in die vorwiegend feuchten Luftströmungen des oceanischen Gebietes höher hineinragenden und vielfach bewaldeten Höhen des Harzes, Thüringerwaldes, Taunus, Westerwaldes, Spessarts, Schwarzwaldes, deutschen Jura, bairischen und Böhmerwaldes besteht, als den Haupt-Condensator auf deutschem Gebiete bezeichnen. Die regierenden Luftströmungen sind im Ganzen dieselben, wie im oceanischen Gebiete überhaupt, sie bringen aber hier noch reichlichere Niederschläge hervor und erleiden mehrfach locale Modificationen.

Im Allgemeinen sind die nordwestlichen und westlichen Theile dieses Kreises, an deren waldigen Höhen die dampfbeladenen Luftströmungen aus dem westlichen Quadranten zunächst reichliche Condensation erleiden, bedeutend reicher an Wolken und Niederschlägen als die weiter östlich und südöstlich gelegenen Partien, über welchen das Gewölk schon mehr erschöpft ankommt. Selbst innerhalb des Harzgebietes sind die Unterschiede der westlichen und östlichen Stationen schon ziemlich bedeutend.

Wir wollen den durchschnittlich jährlichen Gang des Klimas zunächst an der Station Clausthal im Harze verfolgen, von wo eine besonders vollständige und verlässliche zehnjährige Beobachtungsreihe vorliegt *).

Die dortselbst in den 10 Jahren 1855—1864 beobachteten Windrichtungen sind in nachfolgender Tabelle zusammengestellt.

Windrichtung	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	In 10 Jahren
WNW. . . .	29	21	24	37	41	38	38	52	33	27	15	12	367
NW.	34	32	41	68	62	47	63	75	61	21	18	26	540
NNW. . . .	9	13	14	15	30	20	20	18	25	8	16	7	195
N.	28	28	36	34	65	69	45	47	51	46	25	42	516
NNO. . . .	19	18	20	26	38	44	29	18	32.	25	11	24	303
NO.	74	56	74	68	119	136	70	50	64	61	56	86	914
ONO. . . .	25	25	24	32	34	52	17	9	17	18	33	25	311
O.	45	47	53	41	61	66	62	25	43	39	76	79	637
OSO. . . .	25	26	25	21	12	18	15	9	21	21	24	26	243
SO	28	47	28	35	19	40	48	31	37	53	65	70	501
SSO. . . .	15	13	17	12	20	23	14	17	19	36	32	26	244
S.	163	178	122	117	65	71	76	75	96	129	164	165	1421
SSW. . . .	162	154	98	110	79	73	110	99	94	133	160	121	1393
SW.	148	157	151	149	122	114	167	197	177	150	150	113	1895
WSW. . . .	52	52	52	44	41	50	38	65	69	33	33	32	997
W.	74	63	70	121	92	69	88	143	91	80	60	46	—

*) Ch. L. Schoof, Beiträge zur Klimatologie des Harzes. Mit einer Karte. Clausthal 1865.

Die aus derselben Beobachtungsreihe sich ergebenden Mittelzahlen für die aus jedem der vier Quadranten in jedem Monate wehenden Winde sind folgende:

Monate	N.—ONO.	O.—SSO.	S.—WSW.	W.—NNW.
December	13·5	10·3	54·4	14·8
Januar	12·7	13·3	54·1	12·9
Februar	15·4	12·3	42·3	14·9
März	16·0	10·9	42·0	24·1
April	25·6	11·2	30·7	22·5
Mai	30·1	14·7	30·8	17·4
Juni	16·1	13·9	39·1	20·9
Juli	12·4	8·2	43·6	28·8
August	16·4	12·0	43·6	21·0
September	15·0	14·9	44·5	13·6
October	12·5	19·7	50·7	10·9
November	17·7	20·1	43·1	9·1

Im Winter wehen demnach die oceanischen Winde S.-WSW. allein so häufig, wie jene aus allen anderen drei Quadranten zusammen, also noch häufiger als im Tieflande des germanischen Kreises, wo locale Einflüsse die dem Boden zugekehrte Fläche des allgemeinen Stromes ablenken oder stauen u. s. w., während dieser in grösserer Höhe unbeeinflusst weht.

Ein Maximum von Niederschlägen fällt daher auf die drei Wintermonate, und zwar hier vorwiegend in der Form von Schnee. Im Verhältniss zur Höhenlage ist vermöge dieser herrschenden oceanischen Luftströmungen die Mitteltemperatur des Winters auffallend hoch, denn sie beträgt —1·514° R. Eigenthümlich ist hier eine fast alljährlich im December nach der ersten Frost- und Schneeperiode eintretende Erhöhung der Temperatur über 0°, womit rasches Schneeschmelzen und Anschwellen der Gewässer verbunden ist; man bezeichnet diese dort allgemein bekannte Erscheinung als die „Weihnachtsfluth."

Die Nordwestwinde tragen zur Erhöhung der winterlichen Schneelage bei, sowie das Zusammentreffen der sämmtlichen zwischen SW. und NW. wehenden Winde mit den aus N.—O. kommenden.

Diese letzteren (Polarstrom) wehen zwar nicht häufig, bleiben aber keinen Monat aus und veranlassen sowohl durch ihre mitgebrachte Temperatur als auch durch die vermöge ihrer Trockenheit erzeugte Heiterkeit und mächtige nächtliche Ausstrahlung Zeiträume von mehr oder weniger intensiver Kälte.

Doch sinkt die Kälte nur selten unter —12 bis —13° R. Der erste Schnee fällt durchschnittlich in der ersten Hälfte Novembers, frühestens im letzten Viertel Octobers, der letzte Schnee erscheint durchschnittlich im ersten Dritttheile des Mai, nur selten bleibt dieser Monat ganz schneefrei.

Frost-Perioden von mindestens 3 Tagen kamen in 6 Wintern 35 vor, darunter die meisten von 5—8 Tagen, aber auch nicht selten solche von 10—15, und einige von 25 und 27 Tagen.

Im Frühling gewinnen nebst den allgemeinen Hauptströmungen, die auch hier, wie überhaupt in der ganzen Provinz, zu dieser Jahreszeit rascher abwechseln, die localen Winde mehr Einfluss. Ost- und Südostwinde nämlich wehen bei Clausthal häufig nur local, indem sie von dem in jener Richtung gelegenen Brockengebirge ausgehen, wenn bei heiterem Himmel, besonders nach Niederschlägen, die Temperatur-Differenz zwischen dem hohen Brocken- und dem tiefer gelegenen Clausthaler-Plateau gross wird. Diese localen Ausgleichungsströmungen (Brockenwind) aus O. und SO. lassen es in der Umgebung des Brocken im Frühlinge nur selten und erst spät zu mehr andauernder Wärme gelangen.

Im Sommer tritt der locale Einfluss des Brocken, nachdem auch letzterer schon bedeutend erwärmt ist und keine Schneehülle mehr trägt, allmälig zurück. Die Strömungen aus dem westlichen Quadranten, hauptsächlich SW. und NW., übernehmen wieder die Hauptrollen und beide bringen Regen; der erstere, indem er seine über den Ocean mitgebrachten Wasserdämpfe an den waldigen Höhen condensirt, der letztere, wenn er mit dem ersteren zusammentrifft und ihn abkühlt ohne seinen Wassergehalt zu vermindern.

Die Gewitter, an denen besonders die Umgegend des Brocken reich ist, ziehen dort ausserordentlich tief, grösstentheils nur 2—3000 Fuss Meereshöhe, oft aber selbst unter 1400 Fuss, indem man von der 1457 Fuss hohen Spitze des Burgberges aus tiefer unten ziehende Gewitter beobachtet. Sie scheinen grossentheils ihren Ursprung darin zu haben, dass an heissen Tagen aufsteigende dampfreiche Luftströmung die untere Fläche des tief ziehenden ebenfalls dampfreichen aber kühleren Südwest- oder auch Nordweststromes trifft. Der jährliche Durchschnitt der Gewitter in Clausthal ist 17·8, wozu noch 9 Gewitter in der Nähe und 17mal Wetterleuchten kommen.

Im Herbste tritt das für ganz Mitteleuropa nördlich der Alpen charakteristische gute Reisewetter auch für das Harzgebiet ein; die Polarströmung gewinnt, ohne noch besonders kalt zu sein, auf längere Fristen die Oberhand; nach Regen- oder selbst nach Schneefällen im Brocken-

gebiete stellen sich allerdings wieder, wie im Frühlinge, die localen Brockenwinde ein, die jedoch selten Regen bringen.

Aber nicht nur die Anzahl der Regentage nimmt im Herbste ab, die Mächtigkeit der einzelnen Niederschläge wird in noch auffallenderem Masse geringer, denn sie beträgt im September und October zusammen fast nur die Hälfte von der vereinigten Menge des Juli und August, während die Anzahl der Niederschlagstage nur um etwa $^1/_6$ kleiner wird. Die Herbstregen sind also vorwiegend feinere und kürzer dauernde Niederschläge. Erst im November beginnt die Circulation der Luft immer mehr den winterlichen Charakter anzunehmen, die Winde zwischen SW. und NW. werden in höherem Masse vorwiegend als sie es seit März waren, die polaren Winde werden rauh, Windstillen und locale Winde treten nur mehr selten auf.

Ueberblicken wir die nachfolgende klimatographische Tabelle von Clausthal für das ganze Jahr, so fallt uns in allen Rubriken die grosse Gleichmässigkeit der Monatsziffern auf. Der wärmste Monat ist von dem kältesten, der regenärmste von dem regenreichsten bei weitem nicht so sehr verschieden, wie im sarmatischen Kreise, und auch weniger als im germanischen Kreise. Das bewaldete mittelhohe Gebirge mit mehr Massenerhebung als steilem Aufragen wirkt demnach im Sinne einer Verminderung der Extreme.

Die Verhältnisse von Clausthal können übrigens nicht geradezu als diejenigen des ganzen hercynischen Kreises gelten, da die niedrigeren und südlicher gelegenen Theile desselben im südwestlichen Deutschland und theilweise Oesterreich (Böhmerwald) vermöge verschiedener Elevation, Exposition und Bodengestaltung mannigfache Variationen darbieten. Ueberall bleibt jedoch der Haupttypus, gegenüber denjenigen der anderen benachbarten Kreise, der gleiche: — nämlich grösserer Regenreichthum, grössere Ausgeglichenheit unter der Herrschaft derselben atmosphärischen Hauptströmungen.

Zum Studium localer Einflüsse geben die verschiedenen Gegenden dieses Kreises reichlich Gelegenheit; besonders die Beziehungen zwischen bewaldeten oder kahlen, mehr oder minder hohen und ausgedehnten Bergen einerseits, und breiteren oder schmäleren Senkungen anderseits, dann die verschiedenen Expositionen, welche im stark undulirten Terrain weit mehr Einfluss gewinnen als in der Ebene und im flachwelligen Lande, bringen gerade in diese Gegenden eine vielfach interessante Mannigfaltigkeit der klimatischen Details, und wir werden noch später bei der klimatographischen Uebersicht Oesterreichs einige Stationen des südöstlich anstossenden Böhmerwaldes in Betrachtung ziehen.

Station Clausthal.

Dec.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	October	Nov.	Jahr
Temperatur												
Normalmittel aus 10 Jahren												
−1·09	−2·03	−1·43	+0·74	3·54	7·55	11·40	11·57	11·70	9·12	6·49	+0·62	+4·848
Höchste Tagesmittel in 10 Jahren												
+6·77	+4·80	+6·47	+11·30	+13·50	+17·63	+19·70	+19·47	+19·73	+14·50	+13·77	+8·63	
Durchschnitt der Maximal-Tagesmittel aus 10 Jahren												
+3·75	+2·43	+3·69	+5·65	+6·72	+13·30	+16·43	+16·51	+15·80	+12·92	+9·94	+5·05	
Niedrigste Tagesmittel in 10 Jahren												
−14·63	−12·10	−11·80	−7·30	−5·00	−0·37	+4·80	+5·43	+5·70	+4·23	−1·97	−8·27	
Durchschnitt der Minimal-Tagesmittel aus 10 Jahren												
−7·34	−8·04	−7·04	−4·21	−0·69	+2·72	+7·14	+7·31	+7·70	+5·77	+2·07	−4·22	
Absolute Minima (nach dem Minimal-Thermometer)												
−14·80	−15·75	−14·00	−13·50	−9·50	−6·00	+0·50	+2·50	+0·80	+0·00	−3·30	−12·00	
Durchschnittliche Anzahl der Tagesmittel ober 0												
12·9	10·7	11·6	18·4	26·0	30·6	30	31	31	30	30·6	17·8	280·6
Durchschnittliche Anzahl der Tagesmittel unter 0												
18·1	20·3	16·7	12·6	4·0	0·4	—	—	—	—	0·4	12·2	84·7
Durchschnittliche Anzahl der Frosttage												
24·8	26·5	24·0	22·3	13·9	3·8	—	—	—	—	3·7	20·7	139·7
Luftfeuchtigkeit in %												
Normalmittel aus 10 Jahren												
92·7	91·6	88·8	86·0	77·2	73·9	73·9	77·8	78·8	81·6	85·3	89·6	83·1
Absolute Minima binnen 10 Jahren												
24·5	36·5	13·1	23·6	24·0	23·9	24·0	32·9	33·3	28·3	39·0	21·7	
Niederschlag												
Normalmittel aus 10 Jahren												
80·76‴	58·56	54·48	64·56	41·76	41·28	67·44	71·40	61·80	36·72	39·60	45·84	55·35″
Grösste Monats- und Jahressummen												
202·2‴	112·2	145·4	140·2	71·8	67·6	165·9	133·7	112·1	91·1	76·9	135·6	70·70″
Grösste Tagessummen von Regen												
25·1‴	11·2	17·6	21·7	17·6	18·6	51·2	46·6	31·0	16·3	13·1	28·3	
Grösste Tagessummen von Schnee												
21·7‴	15·8	29·1	18·8	17·8	6·7	—	—	—	—	11·6	12·6	
Normale Anzahl der Niederschlagstage.												
15·7	16·2	13·1	16·9	14·8	15·0	14·7	16·4	14·7	13·0	11·4	13·3	173·4
Normale Anzahl der Schneetage												
9·2	10·5	8·0	10·6	7·3	2·4	—	—	—	—	1·0	6·4	55·4
Frequenz der Niederschläge.												
0·506	0·522	0·468	0·545	0·493	0·483	0·490	0·529	0·474	0·433	0·367	0·443	0·474

Das Gemeinsame im klimatischen Charakter dieses ganzen Bezirkes wird besonders einleuchtend durch die nachfolgenden Zusammenstellungen, welche wir grösstentheils einer sehr instructiven Abhandlung von W. Köppen*) entnehmen.

Die Regenwahrscheinlichkeit in folgenden Stationen beträgt:

Stationen	December	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	Jahr
Am oberen Rhein (absolute Höhe 228—354 Fuss).													
1 Frankfurt a. M. . . .	0·387	0·416	0·383	0·420	0·380	0·416	0·397	0·409	0·393	0·350	0·368	0·422	0·395
2 Darmstadt	0·465	0·457	0·497	0·456	0·436	0·441	0·514	0·428	0·442	0·384	0·405	0·477	0·450
3 Mannheim	0·432	0·464	0·458	0·429	0·445	0·448	0·465	0·481	0·437	0·390	0·408	0·447	0·442
4 Carlsruhe	0·482	0·477	0·484	0·475	0·465	0·473	0·475	0·465	0·420	0·391	0·431	0·506	0·462
5 Strassburg	0·426	0·387	0·403	0·412	0·407	0·432	0·440	0·432	0·442	0·407	0·387	0·470	0·420
6 Kreuznach	0·381	0·387	0·350	0·342	0·350	0·445	0·393	0·369	0·319	0·293	0·300	0·377	0·359
Mittel aus 1, 2, 3, 4 . .	0·455	0·462	0·464	0·451	0·443	0·453	0·466	0·456	0·424	0·384	0·412	0·472	0·445
Im Hügelland zwischen Odenwald, Schwarzwald, Bodensee und Iller (absolute Höhe 500—2500 Fuss)													
Oberstetten	0·420	0·475	0·490	0·453	0·443	0·448	0·474	0·461	0·438	0·369	0·412	0·465	0·448
Eppingen	0·410	0·434	0·452	0·437	0·451	0·431	0·417	0·411	0·419	0·330	0·395	0·406	0·416
Calw	0·466	0·484	0·500	0·505	0·518	0·513	0·530	0·480	0·480	0·307	0·448	0·465	0·482
Stuttgart	0·443	0·423	0·421	0·458	0·458	0·486	0·514	0·466	0·438	0·400	0·418	0·457	0·448
Böringen	0·307	0·358	0·377	0·363	0·397	0·328	0·361	0·333	0·275	0·309	0·309	0·384	0·342
Ittendorf	0·355	0·412	0·418	0·426	0·447	0·487	0·507	0·464	0·452	0·377	0·406	0·407	0·430
Mittel aus allen . . .	0·410	0·429	0·437	0·445	0·454	0·458	0·479	0·443	0·423	0·373	0·405	0·438	0·433
Im Harz													
Clausthal	0·506	0·523	0·468	0·545	0·493	0·484	0·490	0·529	0·474	0·433	0·368	0·443	

Aus dieser Tabelle ergibt sich:

a) dass am oberen Rhein, also an den westlicher gelegenen Stationen, ungeachtet ihrer geringeren Meereshöhe, die Regenwahrscheinlichkeit etwas grösser ist als an den mehr östlich, wenngleich höher gelegenen, dass also die feuchten Westwinde auch hier die bestimmende Rolle spielen, indem sie zunächst an der Luvseite des Berglandes sich aufstauen und entleeren, somit weiterhin östlich schon weniger gesättigt ankommen;

*) Beitrag zur Kenntniss der Regenverhältnisse von Südwest-Deutschland. Von W. Köppen. Zeitschr. d. österr. Ges. f. Meteorol. V. Bd. (1870) Nr. 1.

b) dass die Regenwahrscheinlichkeit im ganzen Bezirke und in allen Monaten mit Ausnahme des Septembers nahezu 0·45 beträgt, d. h. dass es fast die Hälfte aller Monatstage irgendwie regnet;

c) dass bei jeder Station die Unterschiede zwischen den einzelnen Monaten nur sehr gering sind, d. h. also dass eine grosse Gleichmässigkeit in der Vertheilung von Regen, daher auch von Bewölkung und folglich im Sommer auch eine kühlende Beschattung herrscht; und eben diese durch das ganze Jahr sich hinziehende Gleichförmigkeit im Wechsel der regnerischen und regenfreien, heiteren und trüben Tage bildet den charakteristischen Typus dieses Bezirkes gegenüber dem übrigen germanischen Kreise sowohl als noch mehr gegen den sarmatischen Kreis.

Der alpine Kreis.

Da auch dieser Kreis ganz innerhalb des oceanischen Gebietes liegt, ist er selbstverständlich den gleichen Haupteinflüssen ausgesetzt und hat insbesondere im Wesentlichen den gleichen Charakter der regierenden Luftströmungen; was ihn ausserdem noch besonders charakterisirt, rührt nur von der Elevation und Gebirgsgestaltung des Terrains her und ist daher schon in dem bereits über Gebirge in Mittel-Europa überhaupt Geschilderten mit enthalten. Der kleine hieher gehörige Abschnitt der Alpen bietet übrigens weniger Eigenthümlichkeiten und auch weniger Beobachtungs-Stationen dar, als einerseits die Schweiz und andererseits Oesterreich, und selbst Sendtner musste sich in seinem bekannten Werke „die Vegetationsverhältnisse Südbaierns“ *) auf nur kurzjährige Beobachtungsreihen beziehen und deren Lücken durch oft etwas gewagte Schlüsse und Rechnungen auf Grundlage der aus den Nachbarländern entnommenen Daten zu ergänzen versuchen.

Im Ganzen wiegen auch hier die Winde aus SW. und W. sehr entschieden vor, denen dann an Häufigkeit der NO. und im Sommerhalbjahre auch der NW. am nächsten kommen.

Innerhalb der Wintermonate bleibt die durchschnittliche Temperatur, dem Gebirgscharakter entsprechend, ziemlich nahe auf dem gleichen Stande, und auch zu den anderen Jahreszeiten kommen in den Mittelwerthen keine hohen Sprünge vor, obgleich an einzelnen Tagen und innerhalb mehrtägiger kurzer Zeiträume local auch rasch grosse Differenzen eintreten, wie sie eben die bereits im Abschnitte über die Gebirge hervorgehobenen localen Eigenthümlichkeiten der Abhänge und Gipfel, der Plateaux und Thäler und die verschiedenen Expositionen mit sich bringen.

*) München, literarisch-artistische Anstalt 1854.

Luftfeuchtigkeit und Niederschläge haben ziemlich hohe Ziffern und eine mit dem Gebirgscharakter ebenso wie mit der westlichen Lage verbundene ziemlich gleichmässige Vertheilung über das Jahr.

Als Beispiel kann nur die Station Peissenberg angeführt werden, die übrigens nicht mitten im Alpengebiete, sondern am nördlichen Rande desselben liegt und nach Lamont folgende Mittelwerthe besitzt.

Station Peissenberg.

Br. $+47^0$, 48′, 3″; öst. L.: 28^0, 40′ 36″, Höhe 3000 Fuss.

	Dec.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Oct.	Nov.	Jahr
	Häufigkeit der Windrichtungen in Tagen ausgedrückt *)												
N.	1·40	1·74	2·21	1·83	3·09	2·79	2·69	2·88	2·26	2·33	2·07	1·90	27·19
NO.	4·33	3·71	4·12	5·83	6·45	6·57	5·36	4·52	4·62	5·76	4·69	5·69	61·65
O.	1·12	1·17	1·07	1·05	1·07	1·36	1·29	1·45	1·59	1·88	1·64	1·55	16·24
SO.	3·26	3·36	2·71	2·33	2·37	2·47	2·62	2·43	2·24	2·71	4·17	3·31	33·98
S.	1·57	1·40	0·64	1·12	0·64	1·14	1·19	1·19	1·64	1·17	1·67	1·02	14·39
SW.	8·02	8·35	6·13	6·59	6·21	5·09	6·69	6·31	7·07	5·02	6·86	6·33	79·67
W.	8·62	8·97	7·83	8·76	6·64	7·35	6·86	8·33	8·52	8·00	7·35	7·99	94·92
NW.	2·67	2·29	3·48	3·69	3·52	4·14	3·31	4·12	3·07	3·33	2 55	2 14	38·31
	Temperatur. Normalmittel aus 14 Jahren												
	—1·30	—1·23	—1·46	0·67	4·26	7·80	10·96	12·18	12·20	9·09	6·60	0·78	5·05
	Dunstdruck in Par. Lin. Normalmittel aus 14 Jahren												
	1·78	1·75	1·73	1·97	2·44	3·26	4·07	4·43	4·47	3·78	3·15	2·07	2·91
	Niederschlag in Par. Lin. Mittel aus 14 Jahren												
	9·00	7·52	7·73	10·61	14·92	30·08	49·42	39.80	38·78	32·22	15·34	11·66	22·4

Der bojoarische Kreis.

Der schmale Landstreifen, welcher zwischen dem nördlichen Fusse der Alpen und dem südlichen Fusse des hercynischen Berggebietes (bairischen und Böhmerwaldes) sich hinzieht und von der Donau durchströmt ist, die von beiden genannten Gebirgen her Zuflüsse empfängt, ist klimatisch charakterisirt durch jene Eigenthümlichkeiten, die wir oben Seite 275 und 276 als verbunden mit der Nachbarschaft von Gebirgen be-

*) Lamont, aus dessen „Beobachtungen des meteorologischen Observatoriums auf dem Hohenpeissenberg" 1851—1864 (Annalen der Münchener Sternwarte, VII. Supplement) diese Daten entnommen sind, verzeichnete ursprünglich für jedes Jahr die Zahl und die Summe der Stärke jeder Windrichtung, dividirte die Stärke durch die „Zahl," wodurch er die mittlere Stärke erhielt, und, da täglich 3mal beobachtet wurde, dividirte er die Rubrik Zahl durch 3, wodurch er die Dauer jedes Windes in Tagen ausgedrückt erhielt.

zeichnet haben, wozu auch noch die ziemlich hohe Lage des ganzen Terrains, das als eine grosse Platte sich von den Alpen nur sachte zur Donau senkt, (2000—1200′) nebst der Abwesenheit grösserer Unebenheiten gehört.

Das Klima ist im Allgemeinen als ein ziemlich rauhes bekannt, nicht nur wegen der Höhenlage, sondern auch insbesondere wegen jener localen Gebirgswinde, die häufig über die Hochebene hereinbrechen, nachdem diese letztere sich ansehnlich zu erwärmen begonnen hat, oder nachdem im Gebirge Schneefälle stattfanden, die sich nicht auf die Ebene erstreckten (also besonders im Frühjahr und Herbst).

Dieser oftmalige und oft plötzliche Wechsel von Klima der Ebene und Klima des Gebirges, welchen die Glacislage der bairischen Ebene mit sich bringt, wird desto geringer, je weiter man sich von den Alpen entfernt, und in München lassen sich nur mehr wenige kalte, von den Alpen herkommende Südwinde mit längerer Dauer nachweisen; aber die hohe Plateau-Lage bewirkt auch hier eine empfindliche Temperatur-Erniedrigung der häufigen von W. und NW. aus der deutschen Niederung aufsteigenden Winde und ziemlich häufige Condensationen.

Der Gang der Temperatur ist weit excessiver als im benachbarten Alpengebiete; schon die drei Wintermonate sind untereinander weit mehr verschieden, das winterliche Minimum sinkt tiefer herab, die Wärme-Extreme des Sommers sind weit höher und die täglichen Schwankungen grösser.

Die Station München, von welcher 40jährige gute Beobachtungen vorliegen, mag als Beispiel hier angeführt werden.

Station München 48° 9′ nördl. Br. 11° 36′ O. v. Gr. 1631 Fuss.

	Dec.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Oct.	Nov.	Jahr
						Häufigkeit der Winde in Tagen							
NW. und N.	2	2	2	3	5	7	6	6	5	3	3	3	47
NO. und O.	11	11	11	9	11	12	10	7	7	11	14	11	125
SO. und S.	2	2	1	2	1	1	0	0	1	2	1	1	14
SW. und W.	12	13	11	16	12	10	12	15	15	12	10	12	150
Calmen . .	4	3	3	1	1	1	2	3	3	2	3	3	29
						Temperatur							
						Normalmittel							
	−0·9	−2·4	−1·0	2·0	6·1	10·0	12·7	13·8	13·3	10·4	6·6	1·7	6·0
						Mittlere Extreme							
Maxima . .	6·3	7·4	7·7	12·4	17·5	21·0	23·4	24·7	24·4	20·4	17·1	11·1	28·1*)
Minima . .	−10·9	−12·5	−11·1	− 7·6	− 4·1	− 0·8	3·8	5·1	4·2	1·7	− 2·1	− 6·9	−24·1
						Niederschlag.							
						Mittlere Regenmenge							
	13·3	17·6	16·2	18·0	26·5	39·4	54·8	49·4	45·2	30·0	25·6	22·6	29″·88

*) Absolute Extreme 1825—1866.

Der sarmatische Kreis.

Wie schon erwähnt, charakterisirt sich der sarmatische Kreis, welcher nichts anderes als ein Stück der baltischen Provinz Europas ist, hauptsächlich durch einen vom Einflusse der Ostsee herrührenden Gang der Luftströmungen und unterscheidet sich dadurch von dem westlich angrenzenden unter gleicher geographischer Breite liegenden germanischen Kreise. Jener Einfluss der Ostsee wird am auffallendsten im Frühlinge und Frühsommer. Wenn sich die südlich angrenzenden, durch ihre trockenen Ebenen für die Insolation besonders empfänglichen pontischen Gelände im April und Mai schon bedeutend erwärmt haben und schon tage- ja wochenlang durch die mit ihrer Erwärmung verbundene Luftverdünnung und locale Ascension als entschiedenes Aspirationsgebiet wirken, ist an der Ostsee schon vermöge ihrer hohen Breite und wenig salzigen Wassers eben erst das Eis im Aufthauen, Schneefall tritt dort noch ein und der Boden ist mit Schneesümpfen reichlich bedeckt, aus denen Nebel aufsteigen, welche die Bewölkung vermehren und die Besonnung verhindern. Nothwendigerweise drängt die auf diesem noch kalten und feuchten Gebiete lagernde dichtere Luft gegen das benachbarte aspirirende Steppengebiet hin und bringt den auf diesem Wege liegenden Ländern (insbesondere Provinz Preussen) in der Gestalt von Nordwest-, Nord- und Nordostwinden nasskalte Witterung als regelmässige Erscheinung, während solches Wetter im übrigen Deutschland und dem grössten Theile von Oesterreich nur bisweilen und auf kürzere Zeit (Eismänner) beschränkt auftritt. Diese häufigen lang dauernden Recidiven in Winterwetter mit nördlichen Winden sind das schon im gewöhnlichen Leben auffallendste Merkmal dieses klimatischen Kreises, welches dadurch auch zu einer sehr verlangsamten Entwicklung der Frühlingsvegetation mit nur spärlichem Sonnenschein verurtheilt ist.

Im Sommer, nachdem auch die Ostsee sich mehr erwärmt hat, verschwindet jener locale Gegensatz zwischen Nord und Süd und es macht sich mehr der allgemeine Gegensatz zwischen dem atlantischen Meere im Westen und dem Inneren Asiens im Osten geltend, vermöge dessen, wie bereits erwähnt, häufig westliche Winde über ganz Europa gegen Asien hin sich ergiessen. Der Sommer des sarmatischen Kreises in Deutschland unterscheidet sich daher nicht sehr bedeutend von demjenigen des oceanischen oder germanischen Nachbargebietes, da die West- und Nordwestwinde zwar schon etwas trockener ankommen, dagegen aber durch seitliche Ansaugung von baltischen feuchteren Luftmassen oft wieder eine höhere Saturation erlangen.

Im Herbste nimmt auch das sarmatische Gebiet an der allgemeinen Aufheiterung, die meist im September eintritt, Antheil, empfängt aber, da nun häufig die benachbarten Steppengebiete im Osten, Südosten und

Süden sich rascher abkühlen als die Fläche der Ostsee und ihre am Wasserklima theilnehmenden Ufer, häufig scharfe trockene Winde aus eben diesen Richtungen.

Der Winter tritt frühzeitig ein mit vorherrschenden Südwestwinden, wie sie zu dieser Jahreszeit in ganz Europa häufig werden, mit sehr reichlichem Schneefall beim Zusammentreffen der Aequatorialströmung und polarer Strömungen, mit grosser Kälte in den wenigen heiteren, im nördlichen Theile des Gebietes schon sehr langen Nächten, wodurch auch hier bisweilen locale Kälte-Centren mit abströmenden kalten Winden gebildet werden.

Als Beispiel soll die Station Posen genommen werden, über welche wir von Dr. A. Magener *) eine treffliche klimatische Schilderung besitzen.

Nach den in diesem Werke enthaltenen Tabellen, welche die Resultate 18jähriger verlässlicher Beobachtungen sind, verhalten sich die zu den verschiedenen Jahreszeiten herrschenden Winde wie folgt:

Jahreszeit	Vorherrschende Windrichtung	Es wehten aus jenen vorherrschenden Richtungen	
		im charakteristischen Monate	In der ganzen Jahreszeit zusammen
Winter	W. bis Süd (25% der Windrose)	Januar 732 von 1674 = 43%	2303 von 4875 = 47%
Frühling	NW.—ONO. (31·2% der Windrose)	Mai 724 von 1674 = 43%	1777 von 4968 = 35%
Sommer	SW.—NW. (25% der Windrose)	Juli 780 von 1674 = 46%	2353 von 4968 = 47%
Herbst	O.—SO. und S.—W. (12·5% 25% der Windrose)	October O.—SO. 398 S.—W. 713 von 1581 = 25% und 45%	1159 und 2020 von 4821 = 24% und 41%

Im Winter herrschen demnach auch hier die Winde zwischen West und Süd entschieden vor, nur nicht so bedeutend, wie im germanischen Kreise, und schwächer an Kraft, Dauer und Saturation, wie wir noch später sehen werden.

Im Frühlinge wiegen die von der Nord- und Ostsee her kommenden Winde vor und bringen die grösste Häufigkeit von Regen- und Schneefällen bei geringer Mächtigkeit der einzelnen Fälle mit sich; die darauf folgenden heiteren Nächte bringen häufig Fröste noch bis tief in den

*) Das Klima von Posen von Dr. Albert Magener; Posen, Lissner 1868.

Mai und manche Bezirke haben in Folge dessen erst alle 4—5 Jahre eine gute Sommerung.

Im vollen Sommer treten für einen Theil der Südwestwinde, die dann theilweise auch mehr local als allgemeine äquatoriale Winde sind, Strömungen aus Nordwest von der Nordsee her ein und haben in ihrem Gefolge ein grösseres Regenquantum, als Frühling und Herbst zusammen. Die Ungleichheit der einzelnen Sommer ist in dieser Beziehung sehr gross; so fielen im August 1865 binnen 20 Tagen 6″ 8‴ Regen, d. i. mehr als $^1/_3$ des Jahresmittels und mehr als die Hälfte der gesammten Regenmenge des trockensten Beobachtungsjahres (1862), wo nur 11·84″ fielen. Trockene Sommer sind hier schon häufiger als im germanischen Kreise; die Früchte reifen daher durchschnittlich rascher als dort, aber oft zu rasch für die normale Entwicklung der Körner.

Im Herbste erscheinen zwei Gruppen von vorherrschenden Winden: einerseits die östlichen, welche überhaupt in Mittel-Europa, wie bereits früher angeführt, zu dieser Jahreszeit reichlicher eintreten, andererseits die südwestlichen, welche allmälig ihre winterliche Bahn einschlagen.

In Ziffern wird der Charakter der Monate und Jahreszeiten durch die folgende tabellarische Uebersicht ausgedrückt.

Station Posen.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur — Normalmittel (18 Jahre)												
—0·92	—3·25	—1·15	+1·27	5·54	10·29	13·78	14·65	14·09	10·61	7·28	+1·60	6·22
Durchschnittliches Maximum												
5·27	4·62	1·16	10·44	16·51	20·83	23·92	23·83	24·14	19·70	15·88	8·36	
Absolutes Maximum												
9·2	8·6	8·2	14·7	20·8	24·2	27·7	28·2	27·7	23·2	20·0	10·7	
Durchschnittliches Minimum												
—9·73	—11·47	—10·64	—7·14	—1·73	+1·95	7·31	8·80	7·48	2·73	—0·34	—5·94	
Absolutes Minimum												
—18·9	—29·2	—21·0	—16·6	—8·4	—0·8	+4·8	6·0	4·2	+0·02	—2·3	—12·6	
Normalmittel der Jahreszeiten												
Winter —1·51	Frühling 5·70	Sommer 14·71	Herbst 6·50									
Luftfeuchtigkeit — Normalmittel (10 Jahre)												
90	90	88	82	74	67	67	69	73	79	82	88	79
Niederschlag — Normalmittel (18 Jahre)												
10·67	13·78	12·35	12·99‴	12·89	16·02	29·17	29·81	31·47	18·29	13·68	14·77	17·913″
Grösste Monatssummen												
33·31	37·20	23·00	26·70	33·57	23·45	53·77	65·52	79·92	43·63	34·89	49·44	
Normalmittel der Anzahl monatlicher und jährlicher Niederschläge												
14	14	13	16	13	11	14	14	13	11	10	14	158
Frequenz der Niederschläge												
0·451	0·451	0·464	0·516	0·433	0·361	0·466	0·451	0·419	0·370	0·322	0·466	0·432
Höchste Anzahl der Tage mit Niederschlägen												
30	20	20	24	21	19	21	20	21	21	19	21	

Die klimatischen Gebiete Oesterreich-Ungarns.

(Hiezu die Karte Tafel XIV.)

Uebersicht.

Wenn wir den österreichischen Staat auf der klimatischen Karte Europas (Tafel XII) aufsuchen, so finden wir seine südlichsten Länder innerhalb der mediterranen Provinz, die westlichen und nordwestlichen Gegenden in der oceanischen, die ganze östliche Hälfte in der pontischen Provinz Europas gelegen und die Grenze zwischen den beiden letztgenannten geht nahe an Wien vorüber; als Gebirgsinseln erheben sich die Alpen, die Karpaten und ein Theil des hercynischen Bergsystems.

Innerhalb dieser, nach ihren allgemeinen Charakteren schon bekannten Provinzen lassen sich aber auch auf österreichischem Boden verschiedene untergeordnete Gebiete mit eigenthümlich typirtem Klima unterscheiden, welches theils durch die Gebirgslage, theils durch die Nachbarschaft von Gebirgen, theils durch die Niederungslage ausgedehnter Ebenen begründet wird.

Die klimatischen Gebiete Oesterreichs sollen nun derart geschildert werden, dass jedes derselben seinen Platz innerhalb der grossen klimatischen Provinzen Europas erhält, zugleich aber jene Eigenthümlichkeiten hervorgehoben werden, die sich bei einer eingehenderen Betrachtung herausstellen und eben den Grund zur Unterscheidung von Untergebieten oder klimatischen Bezirken abgeben.

Dabei ist insbesondere zu bemerken, dass an der Grenze zwischen der oceanischen und der pontischen Provinz der Gegensatz dieser beiden weniger bedeutend ist als die Eigenthümlichkeiten der speciellen Lage, so dass wir einige klimatische Bezirke haben, die, wenn man ihre Lage auf der klimatischen Karte Europas aufsucht, beiden genannten Nachbarprovinzen anzugehören scheinen — in der That aber eigentlich keiner von beiden ganz entschieden angehören, sondern eben bei der Detailbetrachtung als neutrale Grenzgebiete unterschieden werden.

BEZIRKE IN DER ZONE DER ÄQUINOCTIALREGEN.

A. Innerhalb der mediterranen Provinz.

1. Adriatischer Bezirk (Karstländer).

Wie schon bei der kurzen Charakterisirung der klimatischen Zonen erwähnt wurde, concentriren sich in der Zone der Aequinoctial-

regen, zu welcher diese ganze Provinz, somit auch die zu Oesterreich gehörigen Bezirke derselben gehören, die Niederschläge hauptsächlich auf den Spätherbst (October, November) und den Frühling (April), ohne dass jedoch Winterregen ausgeschlossen wären. Der Winter bringt nur selten Schnee; in der Ebene fehlt solcher oft durch viele Jahre hintereinander ganz, bleibt jedenfalls nur einige Stunden liegen, hält sich nur auf isolirten Höhen von circa 4000 Fuss absoluter Erhebung aufwärts einige Wochen lang, bei grösserer Massenentwicklung des Gebirges selbst 2—3 Monate.

Nach dem Aufhören des Frühlingsregens tritt Ende April oder längstens Mitte Mai sehr rasch der vollständige sommerliche Charakter ein, der dann fünf Monate andauert mit vorwiegender Trockenheit und Hitze, die nur local durch Seebrisen gemildert wird. Ein kaum zweimonatlicher Herbst (October, November) bildet den allmäligen Uebergang zum Winter.

Zur Berichtigung einer vielfach verbreiteten gegentheiligen Ansicht muss constatirt werden, dass es in Europa in der ganzen Provinz der Aequinoctialregen nur an wenigen Punkten ein Seeklima gibt, dagegen meist ein mehr oder minder excessives Continentalklima herrscht. Die Schilderung des jährlichen Witterungsganges wird dieses ziffermässig erweisen; aber schon hier soll bemerkt werden, dass die zu allen Jahreszeiten sich geltend machenden Einflüsse vom Binnenlande her durch die Configuration des Bodens mächtiger werden als sie es wohl sonst sein könnten. Diese klimatische Provinz Europas ist nämlich von ihrer nördlichen Nachbarin durch steile hohe Gebirgsabfälle getrennt und umfasst selbst nur einen ziemlich schmalen Streifen Land; die vom continentalen Binnenlande ausgehenden Luftströmungen fallen daher unvermittelt, und ohne auf ihrem Wege wesentlich verändert worden zu sein, mitten in die Witterungstypen der Küste hinein und bringen dadurch Gegensätze hervor, die rascher und schärfer nirgends im Continente auftreten.

Nicht selten weht z. B. durch mehrere Tage ein sanfter Wind aus dem südlichen Quadranten und bringt laue feuchte Luft übers Mittelmeer und die Adria an unsere Küste. So lange diess dauert, ist allerdings eine maritime Witterung; aber plötzlich fährt vom Lande her ein Fallwind über das Küstengehänge herunter, der Kälte mit Trockenheit verbindet und uns einem sehr raschen und bedeutenden Wechsel aussetzt, als ob wir mit einem male hundert Meilen weiter landeinwärts nach Norden versetzt worden wären.

Nicht nur das Eintreten solcher rascher Wechsel überhaupt, sondern auch die grosse Trockenheit der Landwinde widerspricht ganz dem Charakter eines Seeklimas.

Ueberdiess wird durch die Kahlheit des steinigen Bodens, welche in der ganzen Provinz vorherrscht *), bei Sonnenschein die Luft selbst während der Seewinde weit mehr ausgetrocknet, als wenn der Boden begrünt wäre und als es einem Seeklima entspräche.

Untertheilung.

Eine Untertheilung dieser Provinz könnte man darauf begründen, dass im östlichsten Theile, etwa von Griechenland an, die Frühlingsregen, im westlichen Theile mit Dalmatien, Istrien, Südtirol, Italien, Provence, der iberischen Halbinsel, die Herbstregen an Masse überwiegen, welch' letzteres folgende Zusammenstellung zeigt:

	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
Ragusa in Dalmatien . . .	13·05″	7·68″	16·00″	16·61″	51·64″
Trient in Südtirol . . .	10·65	6·21	11·08	5·60	33·15
Barcelona in Spanien . . .	25·7	16·9	39·2	18·2	100·0

Der Gesammtcharakter des jährlichen Witterungsganges wird übrigens hiedurch nicht wesentlich abgeändert und auch die Vegetation zeigt im Grossen und Ganzen keine solchen Unterschiede, welche sich auf die Differenz zwischen Frühlings- und Herbstregen zurückführen liessen. Da nun überdiess diese Differenz nirgends sehr bedeutend ist (sie beträgt etwa 10—15% der ganzen Aequinoctial-Regenmenge zu Gunsten des Herbstes in der westlichen Hälfte) und nur im Verlaufe mehrerer Jahre sich herausstellt, in einzelnen Jahren auch ganz wegfällt oder sich ins Gegentheil verkehrt, halten wir eine Untertheilung nach diesem Gesichtspunkte nicht für gerechtfertigt.

Es finden sich aber auch andere Eintheilungsgründe nicht vor, und wir betrachten demnach den schmalen Länderstreifen, in welchem an die Stelle der weiter südlich herrschenden subtropischen Winterregen zwei Aequatorial-Maxima des Regens treten, ohne weitere Untertheilung.

Die Daten zur näheren Schilderung der herrschenden Luftströmungen und des jährlichen Witterungsganges sind grösstentheils aus Dalmatien, Istrien und Südtirol genommen, da uns über diese Gegenden ausser dem reichlichen und entsprechend bearbeiteten Materiale der k. k. Central-Anstalt für Meteorologie auch mehrjährige eigene Erfahrung zu Gebote steht.

*) Diese Kahlheit oder Verkarstung des Küstengebirges ist übrigens nicht etwa eine Folge des Klimas, sondern rührt davon her, dass man die dichten Wälder, welche einst hier standen, rücksichtslos für Zwecke des Schiffbaues und Handels lichtete, worauf dann bei der felsigen Natur des unverwitterbaren Kalkbodens andere zusammenhängende Vegetationsdecken (Wiesen, Felder) nicht an die Stelle des Waldes treten konnten.

Jährlicher Witterungsgang und locale Typen.

Winter. Der allgemeine Charakter des mitteleuropäischen Winters, wie er bereits oben angedeutet wurde, erleidet in der Provinz der Aequinoctialregen durch die Eigenthümlichkeiten ihrer Lage und ihres Bodengepräges manche Abänderung.

Vor Allem hat hierauf die Nachbarschaft der nach Süden hin anstossenden Provinz der Winterregen bedeutenden Einfluss. Das Herabkommen der Aequatorialströme ist zu keiner Zeit sehr genau begrenzt, es erfolgt in manchen Jahren früher oder später, es hält sich länger oder kürzer in derselben Gegend auf, es überschreitet manchmal auch seine durchschnittlichen Grenzen; und so kommt es, dass auch die äquatorialen Winterregen nicht selten in die Provinz der Aequinoctialregen schon sehr zeitlich vor dem Frühlinge vorrücken oder dass umgekehrt im Herbste die Regenzone sich nur sehr langsam aus dieser letzteren Provinz weiter südlich in jene der eigentlichen Winterregen zurückzieht.

In solchen Fällen hat ein grosser Theil des Winters in unserer Provinz der Aequinoctialregen den Charakter, welcher eigentlich nur den Aequinoctialzeiten zukommen würde, nämlich vorwiegend südliche feuchte Luftströmungen mit häufigem Regen, sogenanntes Sciroccal-Wetter. Wenn aber diese Vorrückung nicht stattfindet, so kommen doch bei grösseren Spiraldrehungen der Luftmassen nicht selten auch solche aus der benachbarten Provinz der Winterregen, also mit Sciroccal-Charakter, in unserer Provinz an.

Jeder Winter hat demnach hier mehr oder weniger Sciroccal-Wetter.

Die von dieser Luftströmung mitgebrachte Temperatur ist ziemlich hoch, z. B. in Fiume im November $+14^0$ bis $+15^0$ R. im Januar $+6^0$ bis $+10^0$ R. und bleibt Tag und Nacht beinahe unverändert (wie bei allen mächtigeren Luftströmungen), was durch die Wolkendecke, die einer bedeutenderen nächtlichen Ausstrahlung entgegensteht, wesentlich befördert wird.

Aus dem nördlichen Quadranten drohen inzwischen fortwährend jene kalten Luftströmungen, die jenseits der Alpen den Winter hindurch vorzuherrschen pflegen und desto leichter das Gebirge überschreiten, je stärker im Süden durch häufige Niederschläge und geringen Luftdruck die Aspiration wird, je mehr sich also das Aëroklinoskop aus dem Innern von Europa nach dem Süden neigt. Diese Nordwest-, Nord- und Nordostwinde, welche, wie bereits erwähnt, dem Winter im Binnenlande Mittel-Europas einen sehr verschiedenen Typus verleihen können, erlangen auf ihrem Wege über das Scheidegebirge in die Provinz der Aequinoctialregen einen mehr uniformen Charakter; kalt sind sie schon von Hause aus; sie werden aber nun auch alle ziemlich trocken und müssen sich,

nachdem sie anfangs vom Gebirge zurückgestaut wurden, endlich durch die gleichen Pässe hinunterstürzen; sie erscheinen also im Küstenlande alle aus der gleichen Richtung, allzeit trocken und kalt, wie verschieden sie auch im Binnenlande gewesen sein mögen.

Diess wird durch folgenden Hergang bewirkt:

Die entschieden kalten Luftströmungen müssen zunächst am Boden hinstreifen; am Scheidegebirge angekommen, sind sie genöthiget aufzusteigen, während stets neue Luftmassen vom Binnenlande nachdrücken. Beim gezwungenen Aufsteigen werden sie noch kälter, zugleich aber condensirt sich ein Theil ihrer Feuchtigkeit und verwandelt sich bei den weniger feuchten Nordostwinden in Nebel (Wolken) bei den feuchteren Nordwestwinden in Schneeflocken, die auf die Gebirgskämme niederfallen. Senkt sich nun auf der Südseite des Gebirges die Luftmasse in den aspirirenden Raum, so wird sie nach dem bekannten Gesetze beim Fallen nicht nur wieder wärmer, sondern auch relativ trockener.

Dieser gemeinschaftliche Process, den alle vom Binnenlande über die Pyrenäen, Alpen und den Karst gegen Süden herabfallende Winde durchmachen müssen, verleiht ihnen den oben angedeuteten gemeinsamen Charakter, mit welchem sie in der Provinz der Aequinoctialregen auftreten. Diese Binnenwinde nun, — wie wir sie im Gegensatz zu den Seewinden kurz zusammenfassend nennen wollen — geben einen zweiten Typus von Winterwetter, welcher mit jenem des Sciroccalwetters abwechselt.

Diese beiden Hauptregenten des küstenländischen Winterwetters werden von den dortigen Bewohnern auch ganz richtig geschieden in „venti da terra" (Landwinde) und „venti da fuori" (Winde von Aussen, d. h. von der See her), ohne dass man auf die hier irrelevanten Details der Windrichtung ein Gewicht legt.

Die nachstehenden Curven der Fig. 45 zeigen beispielsweise den Gang der Temperatur während zweier zusammenhängender winterlicher Scirocco-Tage, und Fig. 46 gibt den Temperaturgang zweier aufeinanderfolgender Boratage, beide von der Station Lesina; man sieht daraus die geringe tägliche Schwankung an bewölkten Scirocco-Tagen und die grössere an heiteren Boratagen. (Die Curven beginnen links mit Mitternacht. Jeder horizontale Theilstrich = 1 Stunde. Ein verticaler Theilstrich = 1°.)

Fig. 45.
Am 9. und 10. Januar 1870.

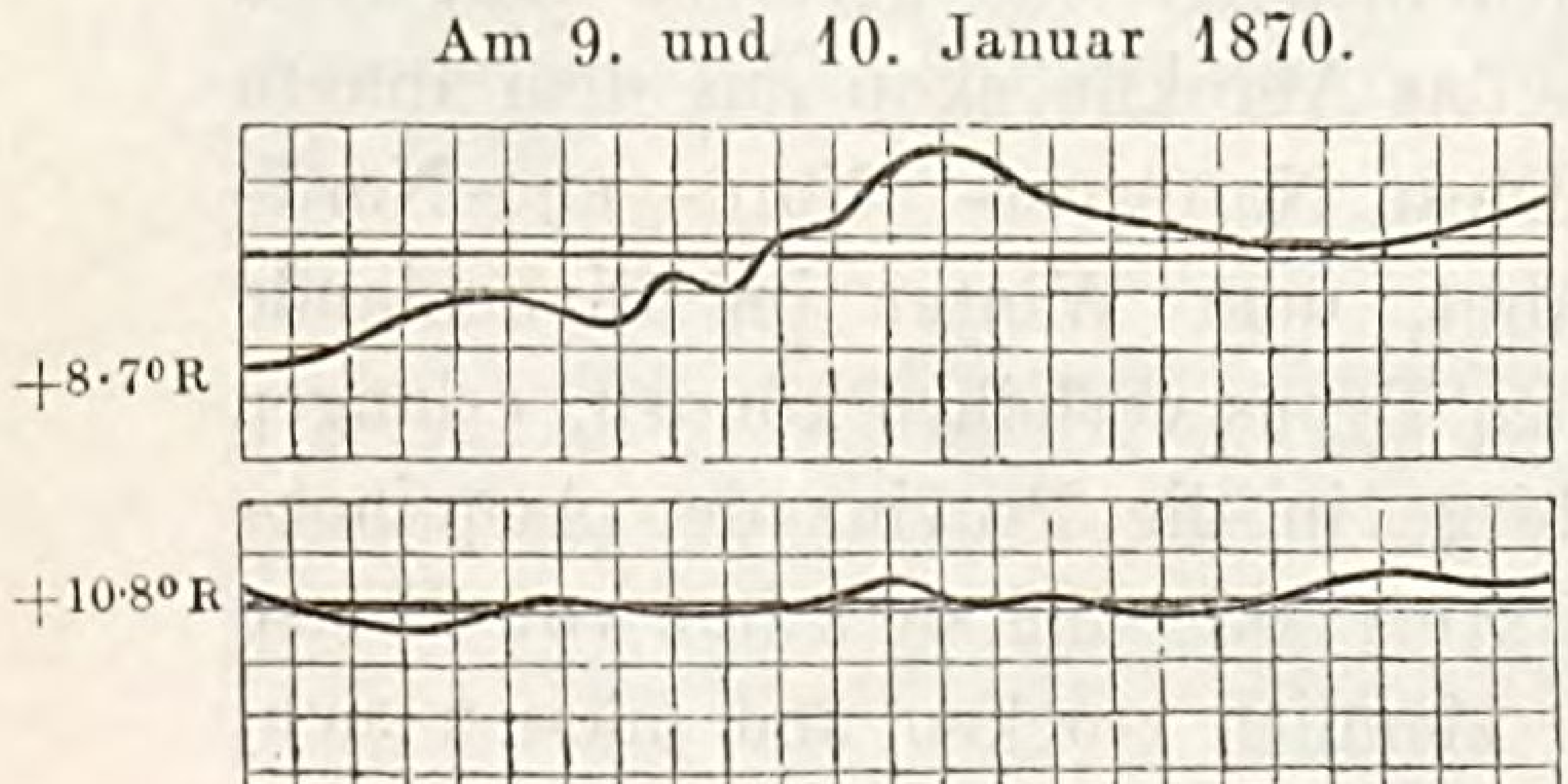
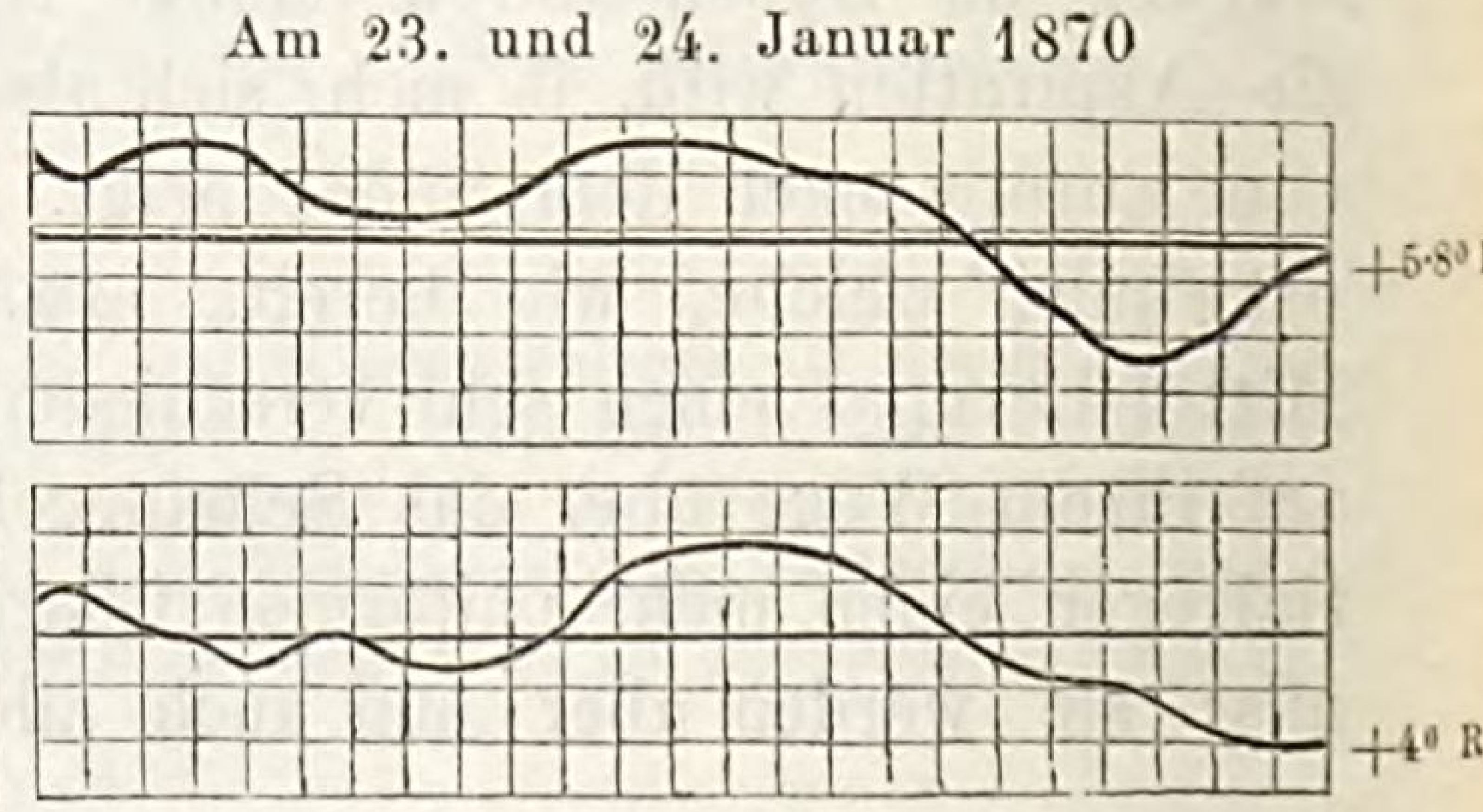


Fig. 46.
Am 23. und 24. Januar 1870



An jenen Stellen, wo eben weder eine Abzweigung des Aequatorialstromes herrschend geworden, noch der Binnenwind eingedrungen ist, entwickelt sich eine locale Witterung, wie sie nach der Lage der Gegend und der nächsten Nachbarschaft bei dem winterlichen Stande der Sonne eben entstehen kann; der Boden nämlich erwärmt sich dann auf den kahlen und sonnseitig geneigten Strecken ziemlich bedeutend, der von solchen Stellen aufsteigende Luftstrom zerstreut oder lichtet wenigstens das minder dichte niedrig ziehende Gewölk, aspirirt aber bald kältere Luft entweder aus bewaldeten oder beschneiten Strecken der Nachbarschaft, oder vom Meere her. Bei Tage herrschen dann meist leichte Seewinde, zwischen Abend und Morgen mässige locale Landwinde von den nächsten Anhöhen oder von einzelnen grösseren Wolken vor. Der Himmel bleibt dabei selten länger als einige Stunden rein, denn die Sonne bewirkt bei Windstille ein Aufsteigen von Wasserdämpfen, besonders über dem Meere, und diese condensiren sich in der Höhe zu Haufenwolken, aus denen öfter auch kleine Strichregen fallen. Dieser Witterungstypus wird an den österreichischen Küsten als Provenza-Wetter (venti provenzali, tempo di provenza) bezeichnet, wahrscheinlich wegen der Verwandtschaft mit der milden Winterwitterung in der Provence; er hält aber selten lange an und weicht bald entweder dem Sciroccalwetter oder dem Binnenwinde.

Diese drei Typen bestimmen durch ihren mehr oder minder raschen Wechsel den Charakter der einzelnen Winter; niemals aber und nirgends herrscht einer dieser Typen durch einen ganzen Winter, sondern Sciroccal- und Binnenwetter wechseln höchstens nach je 3—4 Wochen, gewöhnlich aber schon nach 5—10 Tagen miteinander ab und Provenzalwetter schaltet sich nur bisweilen nach Binnenwetter, seltener nach Sciroccalwetter ein, da das letztere meist unmittelbar den Binnenstrom herbeizieht.

Es gibt also wesentlich nur zwei Gruppen von Wintern: *a*) mit langen Sciroccal-Perioden und kurzen Einschaltungen von Binnenwetter, *b*) mit kurzen Sciroccal-Perioden und dazwischen lange dauerndem Binnenwetter.

Nur auf einigen Inseln, die ausserhalb der gewöhnlichen Bahn des Binnenstromes liegen, gibt es auch Winter mit vorherrschendem localen Provenza-Wetter.

Nach den einzelnen Wintermonaten vertheilen sich die herrschenden Witterungstypen in folgender Weise. Nach den obligaten oft noch gewitterigen Sciroccal-Regen des Herbstes (October, November), zwischen denen schon einzelne Ausbrüche des Binnenwindes vorkommen, wird der letztere vorherrschend, meist im Laufe des December, und nur wenige Tage verlaufen mit Provenza-Wetter. Dann sendet schon im Jänner die wieder herannahende Aequatorialströmung einzelne Vorboten, die nicht selten

unter heftiger Gewitterentwicklung sich zwischen die Arme der Binnenströmung eindrängen und von dieser bald wieder abgelöst werden. Im Februar endlich nimmt dieser Kampf an Heftigkeit ab und das Provenza-Wetter macht sich häufiger geltend, bis im Laufe des März die Frühlingsregenzeit beginnt.

Dass der Winter wesentlich von dem Wechsel der Binnenwinde mit den äquatorialen seinen Charakter erhält, spricht sich deutlich in nachstehender Zusammenstellung aus, welche Hann *) aus den Beobachtungsdaten von Lesina (Insel in Dalmatien) abgeleitet hat, und wobei nur die Rolle des Ostwindes zweifelhaft bleibt **).

	Entschiedene Binnenwinde (N. und NO.)	Entschiedene Aequatorialwinde (SO. und S.)	Winde aus Ost	Alle anderen Winde
December	38	26	21	14
Januar	38	28	20	14
Februar	29	36	19	14
Winter	35·2	30·1	20·2	14

Es nehmen also diese zwei Hauptwinde zusammen 65·3% der Wintertage ein, auf alle anderen Winde zusammen fallen nur 34·7%; und theilt man den zweifelhaften Ost noch den zwei herrschenden Winden zu, so erhöht sich ihre Percentzahl auf 86, und es bleiben für verschiedene locale Strömungen und Provenza-Winde gar nur 14% übrig.

Die bisher nur in allgemeinen Zügen charakterisirten Witterungstypen sollen nun noch näher beschrieben werden.

Der als „Sciroccalwetter" bekannte Typus ist im Winter niemals trocken, sondern die Luft ist dann stets mit Feuchtigkeit beinahe gesättigt; schwere, bleigraue Wolken, deren Erscheinen als Cumulo-stratus am südlichen Horizonte das Herannahen dieser Luftströmung verkündet, hängen tief herab und ergiessen, zwar nicht immer aber meistens, reichlichen Regen mit seltenen Zwischenpausen. Die Geschwindigkeit des Windes ist nicht sehr bedeutend, er schläft sogar bisweilen fast ein und wird vom Meere gegen das denselben rückstauende Land hin entschieden schwächer.

*) Zur Charakteristik der Winde des adriatischen Meeres von Dr. J. Hann. Sitzungsber. d. kais. Akad. LVIII. Bd. Juli 1868.

**) Unter Ostwind dürften, da Hann nur 8 Richtungen unterscheidet, und gerade in die Gegend des Windstriches Ost die Grenze zwischen Binnen- und Aequatorialwinden fällt, in obiger Tabelle zweierlei entgegengesetzte Windtypen cumulirt sein; ONO, ONO. z. O. und vielleicht noch O. z. N. und O. dürften Binnenwinde, O. z. S. und OSO. z. O. schon Aussenwinde sein. Diese Vermuthung wird bekräftiget durch die Vergleichung der thermischen, atmischen und nephischen Windrosen; in allen diesen Beziehungen erscheint dort der Ostwind mit Zahlen, die zwischen denen der beiden Hauptwinde liegen, was kaum anders erklärt werden kann, als aus einer Vermengung beider Kategorien.

Dass die von der Luftströmung mitgebrachte Temperatur ziemlich hoch ist und Tag und Nacht beinahe unverändert bleibt, wurde bereits oben (Pag. 407) gesagt.

Der Barometerstand ist dabei stets niedrig; so in Fiume und Lesina nach längeren Beobachtungen 333—336 Par. Lin.

Als Beispiel einer entschiedenen Scirocco-Periode in Lesina sollen hier die meteorologischen Aufzeichnungen während eines siebentägigen Scirocco vom 10. bis incl. 16. Januar 1867 Platz finden.

Datum	Luftdruck in Pariser Linien				Temperatur				Feuchtigkeit			
Januar	6h	2h	10h	Tages-mittel	6h	2h	10h	Tages-mittel	6h	2h	10h	Tages-mittel
10.	334·21	334·32	334·08	334·20	9·2	11·5	10·6	10·43	73	77	86	78·7
11.	334·27	333·69	332·81	333·59	11·2	11·6	11·1	11·30	73	85	90	82·7
12.	341·71	332·64	333·06	332·47	11·6	12·6	11·9	12·03	78	73	80	77·0
13.	332·87	333·01	333·48	333·12	12·3	12·0	11·6	11·97	71	84	85	80·0
14.	333·88	334·10	334·59	334·19	11·5	12·8	12·1	12·13	90	79	85	84·7
15.	334·66	334·03	331·50	333·40	12·0	12·1	12·1	12·07	79	72	75	75·3
16·	330·90	332·56	332·82	332·09	9·7	9·5	9·0	9·40	60	62	67	63·0

Datum	Bewölkung				Windrichtung u. Stärke			Niederschlag in Par. Lin. binnen 24 Stunden
Januar	6h	2h	10h	Tages-mittel	6h	2h	10h	
10.	10	10	8	9·3	SO_5	SO_5	SO_3	—
11.	10	10	9	9·7	SO_4	SO_5	SSO_6	—
12.	9	10	10	9·7	SO_5	SO_4	SO_5	Tropfen
13.	10	10	8	9·3	SO_6	OSO_7	OSO_7	—
14.	10	5	5	6·7	SO_7	OSO_7	SO_7	—
15.	8	10	5	7·7	OSO_8	SO_8	SO_8	6·85 und Gewitter
16.	10	10	8	9·3	SSO_7	SSO_5	S_7	1·90

Was die genauere Messung der Windgeschwindigkeit anbelangt, worüber erst seit 1869 Beobachtungen mit Robinson'schen Anemometern angestellt wurden *), so können beispielsweise folgende Daten dienen:

*) S. „Zweiter Jahresbericht der ständigen Commission für die Adria. 1871. Wien. Gerold.“

Winter 1869	Station	Witterungstypus	Kilometer per Stunde	Kilometer in 24 Stunden
„	Lesina	dreitägiger Scirocco	4·3—16·0	127—286
„	Lesina	„	6·2—26·9	240—416
„	Ragusa	„	17·3—50	506—1022
„	Zara	eintägiger Scirocco	13—21	470·4

Im mehrjährigen Durchschnitte ergeben sich nach Dr. Hann's Berechnungen für die Station Lesina folgende Werthe für die zwei Windrichtungen SO. und S., welche zum weitaus grössten Theile von äquatorialen Sciroccalwinden eingenommen werden.

		SO.	S.
Luftdruck in Par. Lin.	December . . .	336·24	333·11
	Januar	336·28	333·86
	Februar	336·96	334·51
Temperatur in ⁰ R.	December . . .	10·00	10·12
	Januar . . .	9·11	9·27
	Februar	10·00	7·85
Luftfeuchtigkeit in %	December . . .	78·1	77·9
	Januar	76·3	73·5
	Februar	74·9	72·0
Bewölkung in 10 Abstufungen	December . . .	7·2	7·3
	Januar	7·4	6·6
	Februar	5·9	7·6

Das Scirocco-Wetter hat übrigens auch manche Variationen. Wenn die bewegende Kraft des weiter im Süden noch fortdauernden Scirocco nicht bis in diesen Bezirk reicht, ohne dass jedoch andere Winde an die Stelle des ersterbenden oder unterbrochenen Scirocco treten, so haben wir „Scirocco marzo," (fauler Scirocco) d. h. Windstille mit noch fortdauernder Scirocco-Witterung. Die Temperatur ist dabei noch höher und schwüler, als bei wehendem Scirocco; Regen fällt eben so reichlich, und nur durch die Erschöpfung der stehenden Wolken, an deren Stelle bei mangelnder Luftströmung keine neuen aus dem südlich lagerndern Vorrathe zugeführt werden, heitert es sich bisweilen selbst für einige Tage auf. Die psychrometrische Differenz ist während dieses faulen Wetters kleiner als beim wehenden Scirocco.

Der sogenannte frische Scirocco endlich kommt zwar auch noch über das Mittelmeer her, aber mit einer schon ursprünglich kühleren Temperatur, oder nachdem er unterwegs schon den grössten Theil seiner Wasserdämpfe fallen gelassen, so dass er nur höher gehende zerrissene

Wolken mit sich bringt. Das Thermometer steht dabei tiefer, als während der beiden anderen Witterungsformen und die Feuchtigkeit ist weit geringer.

Steigt man von der Küste am Gehänge der dinarischen Alpen hinauf, so findet man die Temperatur und die relative Feuchtigkeit der sciroccalen Luftströmung nach dem bekannten Gesetze wesentlich verändert; die erstere ist erniedrigt, die letztere erhöht.

Schon bei 1000 Fuss absoluter Höhe ist diess selbst dem Laien auffallend, welcher etwa von der Küste nach dem Inneren reiset und das Gebirge durch einen der breiten Pässe übersteigen muss; er findet da oben den Scirocco ganz frisch und kühl wehen, und zwischen den Regentropfen noch Nebel, was unten nie der Fall ist.

Die Binnenströmung entwickelt im Winter ihre charakteristischen Eigenschaften entschiedener als zu jeder anderen Jahreszeit und tritt dann meistens in der Form auf, die als „Bora" bekannt ist.

Der trockenkalte Binnenwind wird als Bora bezeichnet, wenn er mit Sturmgeschwindigkeit über das Gebirge herabfährt und dabei in kurzen Pausen, die zwischen einigen Secunden und 1—2 Minuten variiren, noch heftigere gebläseartige Stösse einschaltet, die durch ihre unberechenbare Gewalt den Bauten am Lande, sowie den Schiffen zur See besonders gefährlich werden. Die Stösse an den adriatischen Küsten, Refoli oder Raffiche genannt, sind es, welche oft faustgrosse Steine von den Strassen entführen, Ecksteine umwerfen, Menschen, Thiere und Gefährte wegschleudern, und selbst bei mässigerem Auftreten das Gehen gegen den Wind nur in den Zwischenpausen erlauben. Jener eigenthümliche Rhythmus (vielfach verstärkte kurze Stösse zwischen mehr gleichmässigen Pausen) ist dem Binnenwinde im Winter fast überall und immer eigen; nur der Grad der Heftigkeit ist nach den localen Verhältnissen verschieden; man bezeichnet daher im Allgemeinen den Binnenwind, besonders den winterlichen, als Bora und die von ihm regierte Witterung als Borawetter auch an jenen Orten, wo die Stärke eine geringere ist. Die Bora bricht im Winter stets plötzlich aus; sie folgt entweder einem Sciroccal- oder einem Provenza-Wetter, also jenen Typen, welche von niedrigem Luftdrucke begleitet sind; sie schneidet oft den noch in voller Entwicklung begriffenen Scirocco ganz plötzlich ab, und der rasch entschiedene Kampf beider verkündiget sich dann meistens durch elektrische Entladungen über dem Gebirgskamme. Ging heiteres Wetter vorher, so kündigt sich die Bora nur durch einige leichte weisse, flockige Cumuli an, welche über dem binnenländischen Gebirgskamme auftauchen, einige hundert Fuss längs des südseitigen Abhanges herunterfahren und dann wieder zerfliessen. Das erste derartige Wölkchen ist den achtsamen Seeleuten das Signal, die Segel zu bergen oder

schützende Lagen aufzusuchen; oft nicht mehr als 1—2 Minuten nach dem Wölkchensignale fährt schon der erste Stoss der Bora daher. Rasch vermehrt sich die Menge solcher Haufenwolken am Gebirgskamme, bis sie diesen in ein dichtes weisses Gewölke eingehüllt haben, welches sich auch noch ein wenig am Gehänge herunter erstreckt und nach unten horizontal scharf abgeschnitten ist. Diese Wolkenlage, scheinbar unverändert festliegend, in der That aber sich stets hinten vom Binnenlande her erneuernd und vorne wieder verschwindend, ist eine nie fehlende Begleiterscheinung der Bora; und solange die erstere nicht aufhört, darf man auch des Fortwüthens der letzteren gewiss sein. Die höheren Luftschichten sind bei mässiger Bora meist rein, höchstens mit einigen isolirten Haufenwolken, die von einem südlichen leichten Oberwinde landeinwärts geführt werden, selten mit Federwölkchen; bei den heftigsten Borastürmen pflegt der Himmel — jedoch mehrere tausend Fuss über der Cumuluslage des Gebirgskammes — mit einem gleichmässigen grauen Schleier bedeckt zu sein.

Hat sich nun das Borawetter festgesetzt, so bleibt es stets mindestens einen Tag, sehr oft drei Tage, an den nördlicheren Küstenpunkten (Triest, Fiume, Zeng, Zara) auch 9—15 Tage constant mit grosser Lufttrockenheit und niedriger Temperatur — die aber doch selten unter Null fällt und fast nie das Monats-Minimum erreicht; Niederschläge (und dann meist Schnee) gibt es nur in den Fällen, wo ein mächtiger wasserreicher Luftstrom aus SW.—NW. unmittelbar über der Boraschichte zieht. Die Bora hört nicht eben so plötzlich auf wie sie losbricht, sondern krimpt fast immer allmälig ein, indem die Pausen zwischen den Stössen länger werden, die Intensität der Stösse abnimmt, die Cumuluslage am Gebirgskamme sich verliert und an einem anderen Punkte des Horizontes Gewölk aufsteigt, welches entweder Scirocco- oder Provenza-Wetter verkündigt.

Es gibt übrigens sehr verschiedene Grade der Bora; sie tritt nicht immer und überall in der Gestalt eines furchtbar tobenden Sturmes auf und man hat für ihre geringeren Grade an den adriatischen Küsten die Bezeichnung „Borino“. Solches Borino-Wetter dauert aber gewöhnlich kürzere Zeit, indem es entweder nur den Anfang einer heftigeren Bora bildet, oder nach einigen Stunden, längstens 1—2 Tagen, einem anderen Witterungstypus weicht. An einigen Orten kommt es überhaupt selten zu einem höheren Grade der Bora; an anderen pflegt starke Bora fast die halbe Winterszeit einzunehmen — so insbesondere in Fiume und Zeng.

Einige Beispiele vom Verlaufe der winterlichen Bora-Witterung folgen hier.

Das erste repräsentirt die rasche Ablösung einer feuchten südlichen Strömung durch den Binnenwind unter Gewittererscheinung mit darauffolgendem Schneefall und dreitägiger Bora.

Station Triest.

Datum	Luftdruck in Par. Lin.				Temperatur in ° R.				Luftfeuchtigkeit in %				Bewölkung				Windrichtung und Stärke			Niederschlag in 24 Stunden
Decemb. 1869	Morg.	Mittg.	Abds.	Tages-mittel	Morg.	Mttg.	Abds.	Tages-mittel	Morg.	Mittg.	Abds.	Tages-mittel	Morg.	Mtg.	Ab.	Tages-mittel	Morg.	Mttg.	Abd.	
28.	330·67	333·44	335·10	333·07	6·1	4·5	3·1	4·5	73	71	71	71·7	10	10	0	7	SSW_4	O_1	O_1	2·79‴
29.	336·69	339·35	341·13	339·06	3·1	1·1	1·1	1·7	63	77	60	66·7	9*	10*	0	6	ONO_4	ONO_6	ONO_6	0·79‴ Schnee
30.	342·68	342·67	341·73	342·36	0·9	1·2	0·6	0·9	75	70	76	73·7	0	0	3	1	ONO_6	ONO_6	ONO_7	—
31.	340·26	338·70	338·13	329·03	0·4	1·7	1·2	1·10	81	60	70	70·3	0	1	1	1	ONO_6	ONO_4	NO_2	—

Am 28. December herrschte Morgens noch ein nasser SW. mit ziemlich starkem Regen, sehr niedrigem Luftdruck (330‴) und verhältnissmässig hoher Temperatur (+6·1° R.). Um Mittag trat die Binnenströmung unter Donner und Blitz in Conflict mit dem ziemlich steifen Seewinde, und zwar zunächst in den oberen Regionen, während unten vorläufig nur ein schwacher Zug aus Ost wehte. Schon dieser erniedrigte die Temperatur um einige Grade. Während der Nacht auf den 29. brach dann die eigentliche Bora los, wobei der Contact mit der darüber wehenden feuchten Strömung Schneefall zur Folge hatte. Bald war die Bora alleinherrschend, der Himmel gesäubert, die Temperatur für drei Tage auf nahezu Null herabgedrückt, der Luftdruck auf ebenso lange hoch erhalten; die Luftfeuchtigkeit blieb aber in diesem Falle etwas höher als sonst bei Bora, wahrscheinlich weil das aus dem Binnenlande nachrückende Windmateriale diesesmal ursprünglich aus Nordwest herbeigezogen und daher von Hause aus feuchter war als wenn es aus N. oder NO. gekommen wäre. Gegen Abend am 31. December nahm die Stärke des Windes ab und in der folgenden Nacht hörte die Bora auf.

Das zweite Beispiel bezieht sich auf eine ganz normale dreitägige Bora, gleichfalls in Triest.

Station Triest.

Datum	Luftdruck in Par. Lin.				Temperatur in ° R.				Feuchtigkeit in %				Bewölkung				Windrichtung u. Stärke			Niederschlag in 24 Stund.
Februar 1869	Morg.	Mittg.	Abds.	Tages-mittel	Morg.	Mittg.	Abds.	Tages-mittel	Morg.	Mittg.	Abds.	Tages-mittel	Morg.	Mittg.	Abds.	Tages-mittel	Morg.	Mittg.	Abds.	
22.	335·13	334·73	335·19	335·10	8·0	8·8	7·2	8·00	57	55	58	56·6	10	10	8	9	ONO_5	ONO_5	NO_6	—
23.	335·73	336·28	337·55	336·52	6·3	8·2	7·1	7·20	62	55	57	58·0	10	10	6	8	NO_7	ONO_7	ONO_6	—
24.	338·97	339·40	339·96	339·44	6 8	8·6	7·3	7·56	59	55	51	55·0	0	0	0	0	ONO_5	ONO_5	ONO_3	—

Die Temperatur blieb hier, der vorgerückten Jahreszeit entsprechend, höher als im ersten Falle, sank aber successiv während der zunehmenden Bora, erreichte übrigens nicht das Monats-Minimum, welches schon am 6. und 9. Februar mit Tagesmitteln von $+1·33$ bis $+3·26^0$ R. und am Morgen mit einer nahe an Null herabreichenden Kälte bei schwachem Nordwest und theilweise Windstille aufgetreten war. Die Luftfeuchtigkeit war stets sehr gering, der Luftdruck und die Ausheiterung der oberen Luftschichten schritten langsam aber entschieden vor.

Das dritte Beispiel zeigt die Ablösung von Provenza-Wetter durch Bora in der Station Lesina.

Station Lesina.

Datum	Luftdruck in Par. Lin.				Temperatur in ° R.				Feuchtigkeit in %				Bewölkung				Windrichtung u. Stärke			Niederschlag in 24 Stund.
Januar 1869	Morg.	Mittg.	Abds.	Tages-mittel	Morg.	Mittg.	Abds.	Tages-mittel	Morg.	Mittg.	Abds.	Tages-mittel	Morg.	Mittg.	Abds.	Tages-mittel	Morg.	Mittg.	Abd.	
7	340·78	340·35	339·43	340·19	6·0	10·3	8·4	8·23	72	55	72	66·3	0	1	1	0·7	O.	NW_3	N_1	—
8	339·24	340·10	340·81	340·05	6·5	7·2	5·5	6·40	67	48	46	53·6	8	Federwolken 5	2	5·0	NO_4	NNO_6	NO_6	—
9	340·90	340·91	341·55	341·12	4·8	6·5	4·6	5·30	47	42	46	45·0	0	Haufwolken 0	0	0	NNO_5	NNO_6	ONO_7	—
10	340·47	339·73	339·45	339·88	4·1	6·6	4·3	5·00	52	42	49	47·7	0	0	0	0	ONO_6	NO_3	NO_3	—

Am 7. Januar war es Morgens ganz heiter, gegen Mittag stieg die Temperatur durch die Insolation bedeutend, einige hohe Federwolken standen am Firmamente, und der an ruhigen heiteren Tagen meist eintretende locale Seewind (Maestral) stellte sich ein, am Abende durch den schwachen localen Landwind abgelöst. Ueber Nacht brach die Bora los; sie scheint aber diesmal durch ein entfernter von Lesina eingetretenes Barometer-Minimum herbeigezogen worden zu sein, da in Lesina selbst das Barometer zu hoch stand. Die Bora erzeugte anfangs an der Berührungsfläche mit der oberen feuchteren Strömung viele Wolken, die sich aber im Laufe des 8. Januar verloren, so dass dann zwei ganz heitere Boratage folgten. Die Windstärke nahm bis 9. Morgens zu, dann allmälig ab; die Temperatur sank während dieser drei Tage stetig, die Luft blieb stets sehr trocken.

Ueber die Geschwindigkeit des Bora-Stromes entnehmen wir dem citirten Jahresberichte der Adria-Commission folgende Beispiele:

Datum innerhalb des Winters 1853	Station	Witterungs-Typus	Kilometer pr. Stunde	Kilometer in 24 Stunden
2. December	Triest	eintägige Bora	72—80	1816
9. December	Ragusa	zweitägige Bora	63—122	2152
10. December	Ragusa	zweitägige Bora	60—75	1147

Man sieht hieraus, dass der von der Bora in 24 Stunden zurückgelegte Weg im Vergleich mit der Geschwindigkeit des Scirocco (siehe S. 412) nicht um so viel länger ist, als die Gewalt der Bora jene des Scirocco zu übertreffen scheint; das rührt aber davon her, dass, wie bereits erwähnt, die Bora ihre grösste Kraft in einzelnen Stössen äussert, während sie in den Zwischenpausen weniger heftig bläst, so dass der Effect in 24 Stunden minder bedeutend ist als man nach Massgabe der Stösse allein erwarten sollte. Nur graphische Aufzeichnungen von etwa 10 zu 10 Secunden könnten den wirklichen Rhythmus der Bora und die in einzelnen Momenten entwickelte Kraft anschaulich machen. Annähernd drückt sich das zeitweise Anschwellen in den zu einzelnen Tageszeiten abgelesenen Ziffern aus; so z. B. das Maximum von 122 Kilometern pr. Stunde am 9. December, welches, wenn es für 24 Stunden angedauert hätte, nahe an 3000 Kilometer gegeben hätte.

Im mehrjährigen Durchschnitte findet man nach Dr. Hann für die Station Lesina folgende Werthe zur Charakterisirung der Binnenströmung (N. und NO) nach den einzelnen Elementen:

		N.	NO.
Luftdruck in Pariser Linien	December . .	338·02	338·30
	Januar . . .	338·31	339·02
	Februar . . .	337·48	336·61

		N.	NO.
Temperatur in ° R.	December . .	6·78	5·66
	Januar . . .	6·54	4·03
	Februar . . .	6·70	4·72
Luftfeuchtigkeit in %	December . .	64·2	49·6
	Januar . . .	65·3	46·3
	Februar . . .	65·0	52·3
Bewölkung in 10 Abstufungen	December . .	2·4	2·2
	Januar . . .	3·1	2·2
	Februar . . .	3·0	4·4

Die nun geschilderten Eigenthümlichkeiten der Bora verlangen eine besondere Erklärung. Diese ist nun nach vieljährigen Beobachtungen und Studien nicht mehr schwierig.

Dass die Bora als ein Binnenwind, welcher die landeinwärts hinter dem dinarischen Gebirge aus dem nördlichen Quadranten kommenden continentalen Polarströmungen zusammenfasst, kalt und trocken ist, versteht sich von selbst. Ihre Häufigkeit erklärt sich eben daraus, dass sich alle die verschiedenen, in Mittel-Europa etwa zwischen NNW. und ONO. vibrirenden polaren Strömungen beim Uebergange über das Karstgebirge in Bora verwandeln — wie weiter unten noch näher gezeigt werden soll. So gross also im Binnenlande zur Winterszeit die Wahrscheinlichkeit ist, dass irgend ein Wind aus NNW., N., NO. oder ONO. wehe, eben so gross ist im adriatischen Küstengebiete die Wahrscheinlichkeit, dass Bora vorkomme.

Je mehr im Süden theils die sciroccalen Niederschläge und die damit verbundenen Minima des Luftdruckes, theils die warmen Tage mit localem Provenza-Wetter und stärkerem aufsteigenden Luftstrom aspirirend wirken auf die im stärksten Gegensatze dazu stehenden dichteren kälteren Luftmassen im Binnenlande, desto häufiger muss eine Binnenströmung sich gegen das Küstengebiet in Bewegung setzen. Dauert der Gegensatz länger und ist er auf eine breite Strecke bedeutend, so fliesst ein breiter Binnenstrom durch längere Zeit und zieht zum Ersatze Luftmassen aus immer mehr entfernten — nördlicher gelegenen — Gegenden nach sich; daher fällt auch die Temperatur bei einer mehrtägigen Bora immer mehr. Werden in solchen Fällen auch grössere Antheile von nordatlantischen Luftmassen mitgezogen, so ist der Feuchtigkeitsgrad der Bora ein höherer als gewöhnlich.

Ist der Gegensatz entweder nur local, oder nicht bedeutend, so genügt zur Ausgleichung ein schmaler oder ein schwächerer Binnenstrom und es entsteht eine kurze locale Bora oder auch ein mässiger Borino, wobei die Luftmassen nicht von weither nachrücken.

Solche Fälle sind z. B. wenn auf dem Karstplateau und etwa noch im nächsten binnengelegenen Landstreifen nach einer kalten Nacht dichte Morgennebel lagern, während am südseitigen Gehänge die Sonne den kahlen Steinboden und dadurch die Luft rasch erwärmt (was auch im Winter nicht unbedeutend wirkt); oder wenn es am Gebirge geschneit hat und dort die Schneedecke selbst bei heiterem Wetter keine Erwärmung des Bodens und der Luft zulässt, während unten an der Küste ein mehr oder minder locales Provenza-Wetter mit lauer Luft sich entwickelt hat; oder wenn über dem Meere ein locales Scirocco-Gewitter mit stärkerem Niederschlag als in der weiteren Umgebung stattgefunden hat, so dass nur an einem eng begrenzten Fleck eine stärkere Aspiration eintritt u. s. w.

Die Plötzlichkeit des Losbrechens und die Heftigkeit der Stösse der Bora mit ihrem eigenthümlichen kurzpausigen Rhythmus, dann die charakteristische Wolkenlage aus der sie bläst, erklären sich zusammen aus der Configuration des Gebietes, in welchem sie auftritt.

Die Scheidewand der dinarischen Alpen, wie überhaupt jedes von West nach Ost oder von Nordwest nach Südost erstreckte Gebirge, verhindert, dass Gegensätze im beiderseitigen Witterungstypus sich schon bald nach ihrem Beginne, wo diess noch ohne Gewaltsamkeit anginge, ausgleichen; erst wenn der Gegensatz ein sehr bedeutender geworden, wird das Hinderniss überwunden und die Binnenluft wird dann durch die Pässe plötzlich und gewaltsam nach Süden hinausgedrängt.

Die hinter dem Gebirge nachrückenden Luftmassen, welche, als kalte und dichte, nahe am Boden hinstreifen, werden von den entgegenstehenden Höhen zunächst einige Zeit lang zurückgestaut und dadurch verdichtet, erlangen daher eine um so grössere Gewalt beim endlichen Durchbruche. Die durch Pausen getrennten heftigen Stösse rühren wohl daher, dass das angestrebte Gleichgewicht nur in Oscillationen nach und nach erreicht wird. Wenn nämlich die Binnenströmung durch einen Pass in den aspirirenden Raum hineinstürzt, so entsteht anstatt des Gleichgewichtes, auf welches eigentlich der Stoss abzielt, bei so ungestümem Eindringen ein momentanes Uebermass von Luftmasse in einem Theile oder an einzelnen Stellen des aspirirenden Raumes; dieses Uebermass sucht sich abermals auszugleichen durch rasche Ausdehnung in die Nachbarschaft; auch diese erfolgt aber nicht genau in dem erforderlichen, sondern im Uebermass, d. h. es entsteht wieder eine locale Luftverdünnung und es folgt darauf ein erneuertes heftiges Einströmen von der Seite her, wo die grösste Verdichtung stattfindet, also von der Luvseite her u. s. f. Dieser fortwährende Wechsel von Verdünnung und Verdichtung innerhalb des schon an und für sich mächtigen Binnenstromes dürfte als ein hinreichender Erklärungsgrund für die rasch folgenden explosions-

artigen Stösse der Bora — übrigens auch für Windstösse im Allgemeinen — gelten.

Aber die Binnenströmung staut sich nicht nur hinter dem Gebirge, sondern sie muss auch in die Höhe steigen, bis sie die Passhöhen in 1500—2500 Fuss erreicht, um durch dieselben hervorzubrechen. Bei diesem Aufsteigen erkaltet sie noch um einige Grade und scheidet daher einen Theil ihres ohnediess nicht reichlichen Dampfgehaltes als Nebel aus, welcher die schon erwähnte, am Kamme des Gebirges scheinbar festlagernde Wolkenmasse bildet. Sinkt der Strom jenseits des Kammes in die Tiefe, so erwärmt er sich nach dem bekannten Gesetze, seine Dampfcapacität nimmt wieder zu, die mitgerissenen Nebelbläschen lösen sich daher wieder auf, so dass das Gewölk abgeschnitten erscheint. Betrachtet man die Höhenschichtenkarte dieser Länderstrecken (Fig. 47, Pag. 421), so sieht man sogleich, dass die Bora dort am heftigsten weht, wo der Gebirgskamm mindestens zwischen 1000 und 2000 Fuss hoch über das Meer sich erhebt und überdiess nur etwa $^1/_4$—$^1/_2$ Meile weit in horizontaler Richtung entfernt ist. (Triest, Fiume, die ganze Strecke von da über Zeng bis gegen Zara, dann die Umgegend von Ragusa und Cattaro.) Wo hingegen die Berge unter jener Höhe bleiben und die höheren Kämme entfernter sind (wie insbesondere von Capodistria über Pirano gegen Pola, dann bei Zara und Spalato) und auf den Inseln, dort hat die Bora weit geringere Heftigkeit, weil sie vor dem Heraustreten weniger hoch und lang aufgestaut wird und unterwegs durch die allmälig vor sich gehende Ausgleichung abgeschwächt wird. Orte, die an der Mündung von Thälern gegen das Meer liegen, haben überall heftigere und öftere Bora als die anderen; so Fiume an der Mündung des Rečina-Thales, Zeng unter dem Passe Vratnik.

Ueberblickt man die nun angeführten Erscheinungen der Bora und ihre Erklärung, so muss man sagen, dass die Bora ihrem Ursprung und ihrem Luftmateriale nach einfach eine polare Luftströmung ist, zu welcher mehr oder minder entfernte Luftmassen aus dem Innern unseres Continentes herangezogen werden; dass sie aber ihre speciellen Eigenthümlichkeiten, wodurch sie sich von den anderwärts auftretenden polaren Strömungen unterscheidet, erst beim Passiren des dinarischen Gebirges erhält.

Frühling. Mit dem Heranrücken der Frühlings-Aequinoctialzeit, schon Ende Februar, wird die Dauer der binnenländischen Strömungen kürzer — wenngleich ihre Gewalt nicht viel geringer — ohne dass noch die Sciroccal-Regen überhandnehmen, so dass die erste Hälfte des März grösstentheils mit umtreibenden localen Winden bei mildem Wetter verläuft, bis um die Mitte oder auch erst zu Ende dieses Monates und tief in den April hinein die Aequinoctialregen herrschen. Sind diese

Fig. 47.


Udine
Görz
Idria
Triest
Fiume
Rovigno
Pola
Zengg
Zara
Spalato
Lesina
Ragusa
Cattaro
Höhen-Scala.
4000
2000
1000
500
300
0

vorüber, so tritt alsbald der rein sommerliche Charakter hervor, der schon im Mai vollkommen entwickelt zu sein pflegt, so dass wir in diesem Gebiete nur die zwei Monate März und April als Frühling ansprechen können.

Besonders auffallende oder eigenthümliche Witterungstypen hat das Frühjahr nicht; die Sciroccal-Regen haben den schon geschilderten Charakter, die Binnenströmung wird nur etwas milder und reducirt sich auf immer kürzere Perioden, das Provenza-Wetter wird allmälig wärmer und gewinnt immer entschiedener den Charakter des sommerlichen Maestral-Wetters, wovon wir alsbald zu sprechen haben.

Sommer. Während im Binnenlande die Sommerregen und die kühlen Nordwestwinde nur allmälig und mit vielen Unterbrechungen den eigentlich sommerlich-warmen Typus aufkommen lassen, treten in dem Gebiete, welches wir hier behandeln, schon von Mai angefangen wochen- und oft monatelange Trockenzeiten ein, in denen ein Tag dem andern gleicht. Nachts und Morgens bis einige Stunden nach Sonnenaufgang weht die Landbrise, welche von der rascheren und beträchtlicheren Abkühlung des Festlandes gegen das Meer hin aspirirt wird, und desto entschiedener auftritt, je grösser der ihr zu Grunde liegende Gegensatz ist. Um 7—8—9 Uhr Vormittags hat sich dann das Festland wieder so erwärmt, dass der Binnenwind sein Motiv verliert — es tritt dann meist Windstille ein, die, selbst wenn sie nur 1—2 Stunden dauert, sehr drückend wird. Dann aber erhebt sich unfehlbar die Seebrise, bisweilen schon zeitlich um 9 Uhr Morgens, bisweilen erst um 10 oder 11 Uhr, ja local auch erst Nachmittags; sie ist stets feucht und kühl, wächst allmälig an und wird gegen Abend bisweilen sehr steif — bis sie mit Sonnenuntergang rasch abnimmt und nach kurzer Windstille wieder von der Landbrise abgelöst wird. Die sommerliche Seebrise weht am adriatischen Meere meist aus Nordwest (im ital. Maestro), daher sie in ihrer Richtung mit dem Maestrale-Wind zusammenfällt und auch gewöhnlich so bezeichnet wird. Sonst nennt man diese sommerliche Seebrise auch „Imbatto,“ weil sie so regelmässig und entschieden einfällt. Während sie anhält, bleiben Temperatur und Feuchtigkeit der Luft nahezu gleich, ganz im Gegensatze zu dem Gange dieser beiden Elemente an heiteren Sommertagen im Binnenlande, wo die Temperatur bis tief in den Nachmittag hinein beträchtlich steigt und die Feuchtigkeit abnimmt.

Zur Charakterisirung dieses Witterungs-Typus folgen hier die Temperatur-Tagescurven dreier aufeinanderfolgender Tage (21., 22. und 23. August 1871) mit Maestral-Wetter von der Station Lesina nach stündlichen Ablesungen. (Ein Theilstrich vertical bedeudet 1°, horizontal 1 Stunde.)

Mittag.

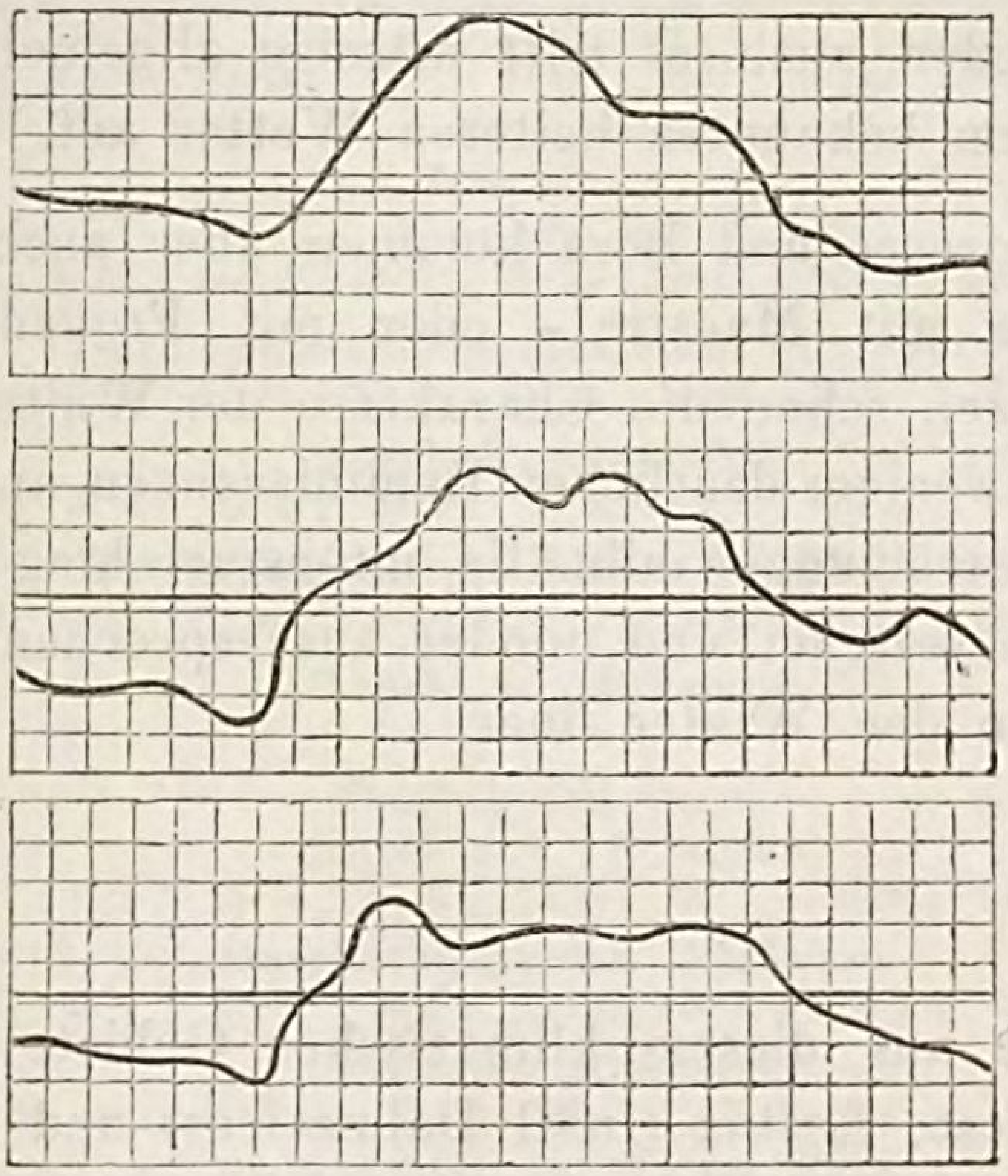


Fig. 48.

So lange in diesem Bezirke die sommerliche Seebrise weht, kommen weder Gewitter noch Regen vor, sondern nur grosse Haufwolken lagern windwärts am Horizont und einzelne derselben laufen mit dem Winde.

Hat ein Tag bis zu Ende den eben geschilderten Typus gehabt, dann kann man ziemlich sicher darauf rechnen, dass auch der nächste noch ähnlich sein werde; ein Umschlagen erfolgt gewöhnlich erst, nachdem schon mehrere Tage hintereinander Unregelmässigkeiten in der Entwicklung des Maestral, z. B. zu frühes Aufhören desselben mit reichlicherer Wolkenbildung, Ausbleiben der nächtlichen Landbrise u. s. w. vorgekommen sind.

Die geschilderte Maestral-Witterung wird dann bisweilen einige Tage hintereinander durch locale Gewitter des aufsteigenden Luftstromes unterbrochen, oder auch es erstrecken sich Kälte-Recidiven, die im Binnenlande Mittel-Europas aus den bekannten Gründen auftreten, theilweise, wenngleich abgeschwächt, auch über das Küstengebiet und bringen kühles Wetter mit feinem Regen; die Anzahl der Sommer jedoch, in denen solche kalte Regen vorwiegen, ist in dieser Provinz weit kleiner als die Anzahl derjenigen, in denen die Trockenzeiten mit Maestral-Wetter die Oberhand behalten.

Als physischen Herbst kann man nur die zwei Monate October und November bezeichnen; eine Periode, welche keinerlei hervorragende charakteristische Witterungserscheinungen mit sich bringt, die nicht schon beim Frühlinge berührt worden wären.

Feuchtes Scirocco-Wetter, oft schon mit Stürmen, pflegt sich im October einzustellen, und anfangs nur 1—3 Tage, später auch längere

Zeit hindurch anzudauern. Leichtere Bora-Anfälle fahren zwischen den Scirocco hinein oder auch es tritt mässige allgemeine Binnenströmung als Borino mit dem bekannten heiteren Wetter auf.

Zwischen Scirocco und Bora kommen aber auch noch milde halbheitere Zeiträume mit Maestral- oder mit Provenza-Wetter vor. Es sind also im Ganzen schon die Charaktere der Winterszeit, anfangs mit mehr, später mit weniger deutlichen Reminiscenzen an den Sommer, und indem die Binnenströmungen allmälig intensiver hingegen die Maestral- und Provenzatage seltener und minder ausgesprochen werden, geht der Herbst allmälig in den Winter über.

Als Beispiel aus diesem klimatischen Gebiete geben wir hier die Elemente von Triest, Lesina (Insel Dalmatiens) und Ragusa, sämmtlich wenige Fuss über der Fläche des adriatischen Meeres gelegen.

Station Triest.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur.												
Normalmittel												
4·35	3·53	4·56	6·65	10·84	14·39	18·08	19·36	19·12	15·84	12·47	7·40	11·38
Durchschnittliches Maximum (30 Jahre)												
2·21	8·68	10·34	12·81	17·58	21·35	24·32	25·20	24·66	21·77	18·30	13·62	
Absolutes Maximum												
13·5	11·6	12·6	15·8	22·5	26·6	27·5	27·5	27·7	27·6	21·0	15·9	
Durchschnittliches Minimum (30 Jahre)												
—1·15	—2·28	—1·41	0·27	4·80	8·82	12·24	13·70	13·11	10·61	6·97	1·72	
Absolutes Minimum												
—9·5	—8·0	—8·0	—4·9	1·1	4·2	7·7	10·0	8·0	5·9	0·7	—3·2	
Feuchtigkeit in %												
Mittel aus 10 Jahren												
70·8	73·5	72·1	64·9	62·9	67·3	62·3	61·0	61·6	65·0	71·2	70·6	66·9
Durchschnittliches Minimum												
38·0	41·7	36·6	33·1	33·7	41·3	38·1	38·5	39·1	37·1	44·0	37·5	
Absolutes Minimum												
28	29	10	14	22	26	23	27	29	23	31	21	
Niederschlag in Pariser Mass												
Normalmittel aus 30 Jahren												
28·21‴	30·45‴	23·42‴	30·53‴	33·19‴	42·86‴	36·76‴	33·67‴	40·04‴	54·52‴	75·84	51·37‴	40·08‴
Grösste Monats-Summen												
92·00‴	134·00‴	95·00‴	71·25‴	101·00‴	116·00‴	89·15‴	91·50‴	91·95‴	120·75‴	156·00‴	156·00‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
6·84″	8·88″	9·21″	15·15″

Station Lesina.

	Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Oct.	Nov.	Jahr
Temperatur. Normalmittel	7·70	7·03	7·42	8·87	11·74	14·87	18·35	20·14	20·09	17·18	14·76	10·85	13·25
Durchschnittliches Maximum (12 Jahre)	12·80	11·58	12·31	13·58	17·11	21·51	23·34	25·37	25·53	22·76	19·85	15·89	
Absolutes Maximum	14·1	13·1	14·3	14·8	19·0	26·6	24·8	27·1	29·1	27·0	24·0	18·2	
Durchschnittliches Minimum (12 Jahre)	1·00	0·55	1·95	2·81	5·65	9·90	13·72	15·33	14·25	12·23	8·12	4·05	
Absolutes Minimum	—2·0	—5·7	—1·0	0·0	1·6	7·2	11·4	13·0	11·9	8·0	5·0	—0·2	
Feuchtigkeit in % Mittel aus 11 Jahren	70·0	68·1	70·3	67·0	66·3	67·0	66·9	63·7	65·5	67·7	71·2	72·2	68·0
Durchschnittliches Minimum	37·7	32·4	33·4	23·7	32·7	32·8	23·7	35·8	36·3	34·9	36·4	36·4	
Absolutes Minimum	23	25	26	26	25	28	24	32	32	29	25	26	
Niederschlag in Pariser Mass Normalmittel aus 12 Jahren	40·71‴	27·31‴	28·83‴	31·20‴	20·56‴	12·51‴	19·30‴	9·02‴	19·11‴	35·30‴	44·30‴	56·97‴	28·76″
Grösste Monats-Summe	69·09‴	48·69‴	53·32‴	55·46‴	58·72‴	30·49‴	36·40‴	35·59‴	47·41‴	134·70‴	118·13‴	212·21‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
8·07″	5·36″	3·95″	11·38″

Station Ragusa.

	Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur. Normalmittel	7·97	6·97	7·78	8·96	11·69	14·94	18·18	20·20	20·35	17·96	15·25	11·08	13·44
Durchschnittliches Maximum (15 Jahre)	12·77	11·36	12·34	13·35	16·67	20·43	22·49	24·48	24·15	21·97	19·37	15·67	
Absolutes Maximum	15·0	13·4	16·4	15·6	18·6	23·8	23·8	27·1	25·9	25·6	21·3	18·2	
Durchschnittliches Minimum (15 Jahre)	1·37	1·77	2·95	2·57	6·32	11·23	13·99	16·31	15·65	12·72	10·10	4·57	
Absolutes Minimum	—2·0	—4·8	—2·8	0·0	3·5	8·1	11·5	14·7	13·2	7·5	6·5	0·0	
Feuchtigkeit in % Mittel aus 8 Jahren	69·9	66·9	67·8	66·8	59·2	73·1	68·5	63·4	63·9	60·9	67·7	70·3	66·5
Durchschnittliches Minimum	32·6	32·0	32·2	30·3	30·2	40·3	43·2	35·5	39·3	36·5	37·7	34·8	
Absolutes Minimum	22	11	19	24	12	28	24	17	10	15	12	25	
Niederschlag in Pariser Mass Normalmittel aus 13—14 Jahren	63·66‴	65·52‴	53·31‴	68·47‴	47·64‴	49·33‴	34·25‴	22·86‴	50·61‴	56·43‴	89·99‴	101·10‴	58·60″
Grösste Monats-Summen	156·60‴	140·80‴	140·07‴	124·09‴	105·54‴	145·00‴	71·06‴	109·70‴	209·20‴	183·20‴	272·80‴	174·20‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
15·21″	13·79″	8·98″	20·63″

2. Südalpen oder Tridentinischer Bezirk.

Niedrige Temperaturen, bedingt durch die Nähe der riesigen Berghäupter, dann noch stärkere Regengüsse beim Zusammentreffen der lauen, feuchten Süd- und Südwestwinde mit den alpinen Schneemassen, endlich der häufigere Eintritt von sommerlichen Niederschlägen unterscheidet dieses Gebiet von dem vorhergehenden.

Als Beispiel diene die Station Trient in Südtirol.

Station Trient 584 Fuss.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Oct.	Nov.	Jahr
Temperatur. Normalmittel												
1·75	0·46	2·99	6·46	10·86	14·02	17·59	19·05	19·57	15·24	11·41	5·49	10·41
Durchschnittliches Maximum (12 Jahre)												
8·26	5·70	9·46	14·73	19·12	23·17	26·46	28·68	28 34	24·81	18·88	12·65	
Absolutes Maximum												
12·0	8·7	14·3	18·7	24·6	25·5	32·4	36·3	30·7	28·7	24·7	16·8	
Durchschnittliches Minimum (12 Jahre)												
—4·23	—4·88	—3·19	0·53	3·71	7·08	11·43	12·23	12·55	8·86	5·06	0·35	
Absolutes Minimum												
—8·7	—9·6	—6·0	—3·0	1·0	5·0	9·2	7·4	9·0	5·0	3·3	—2·4	
Feuchtigkeit in % Mittel aus 12 Jahren												
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Durchschnittliches Minimum												
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Niederschlag in Pariser Mass Normalmittel aus 5 Jahren												
11·23‴	23·24‴	20·51‴	30·83‴	24·32‴	36·91‴	53·10‴	41·34‴	46·81 ″	38·30‴	34·56‴	25·55‴	38·45″
Grösste Monats-Summe												
20·38‴	55·40‴	54·00‴	43·56‴	40·23‴	54·96‴	77·53‴	49·20‴	58·92‴	69·60‴	85·40‴	54·93‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
10·81″	7·76″	11·77″	8·20″

BEZIRKE IN DER ZONE DER SOMMERREGEN.

Uebersicht.

In dieser Zone unterscheiden wir auf österreichischem Boden hauptsächlich zweierlei klimatische Gebiete: erstens solche mit verhältnissmässig selbstständigem typischen Klima und zweitens solche mit einem gemischten Klima, das vorwiegend von den Einflüssen der benachbarten Gebiete ersterer Art abhängt.

Ein relativ selbstständiges Klima, dessen Wirkung auch noch über die Nachbarschaft sich erstreckt, haben die mächtigeren Gebirgszüge einerseits und die ausgedehnteren Tiefländer andererseits; die dazwischen liegenden Hügelländer und schmaleren Ebenen hingegen sind die klimatisch unselbstständigen Gebiete.

Unter den Gebirgen dieser Regenzone bilden innerhalb Oesterreich-Ungarn nur die Central- und nördlichen Alpen, die Karpaten, der Böhmer-

wald und kaum das böhmisch-mährische Randgebirge hinreichend ausgedehnte Hochmassen, unter den Tiefebenen besitzt relativ nur das ungarische Tiefland diese Macht, um ein selbstständiges Klima zu erzeugen.

Vermöge dieser Abhängigkeit der klimatischen Eigenthümlichkeiten von der geographischen Gestaltung stellen sich in dieser Regenzone folgende klimatische Gebiete heraus.

B. Uebergangsgebiet zwischen der oceanischen und der baltischen Provinz.

a) Hercynisches Gebiet in Oesterreich.

3. Bezirk des Böhmerwaldes.

Die bedeutende Breitenausdehnung, die geringe Einkerbung durch Thäler und die reichliche Bewaldung dieses Gebietes bewirken ungeachtet seiner geringeren Höhe ein entschieden feuchtes, regenreiches, mässig kühles und ziemlich gleichmässiges Klima.

Der Scirocco erstreckt hierher nur selten seine directen Wirkungen, dagegen stehen diese Gegenden unter dem Einflusse häufiger, bald mehr lauer und regenbringender, bald feuchtkühler und nässelnder Westwinde (zwischen SW. und NW.); die ersteren sind wohl meist als Streifen der sich nördlich der Alpen senkenden Aequatorialströmung zu betrachten, die letzteren kommen, wie schon früher angedeutet, vorwiegend im Sommer vom nordatlantischen Ocean und erstrecken sich meist nicht viel weiter südlich, als an den Rand dieses Bergsystems und etwa an die Donau. Hieher gehören die Stationen Frauenberg und Budweis.

Station Frauenberg 1164 Fuss.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur R.												
Normalmittel												
−0·40	−1·75	+0·01	+2·21	6·73	10·52	13·65	14·59	14·30	11·43	7·55	2·26	6·67
Durchschnittliches Maximum (11 Jahre)												
6·15	6·87	7·52	12·17	17·69	21·26	23·64	24·30	24·52	21·77	17·17	10·50	
Absolutes Maximum												
10·0	10·0	11·1	16·2	20·0	24·0	26·4	27·0	28·0	24·3	21·6	14·3	
Durchschnittliches Minimum (11 Jahre)												
−9·55	−12·09	−9·58	−7·74	−2·25	1·30	6·02	7·38	6·72	3·15	−0·78	−5·45	
Absolutes Minimum												
−14·9	−22·0	−15·8	−16·4	−6·4	−1·2	2·5	5·0	3·8	0·1	−6·2	−11·6	
Feuchtigkeit in %												
Mittel aus 6 Jahren												
82·1	79·7	78·8	77·1	67·8	68·6	70·2	68·9	71·2	73·2	75·8	81·7	74·6
Durchschnittliches Minimum												
54·4	44·8	47·3	40·8	30·0	27·4	28·0	30·0	32·8	31·8	39·4	53·8	
Absolutes Minimum												
41	30	41	36	21	15	22	24	27	27	33	48	
Niederschlag in Pariser Mass												
Normalmittel aus 10 Jahren												
10·94‴	9·37‴	6·88‴	13·10‴	14·22‴	25·68‴	29·54‴	30·10‴	31·79‴	16·46‴	9·98‴	10·78‴	21·24″
Grösste Monats-Summen												
23·55‴	26·15‴	15·39‴	28·75‴	33·54‴	36·73‴	54·00‴	51·74‴	52·44‴	33·92‴	16·72‴	18·88‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
2·27″	8·25″	7·62″	3·10

Station Budweis 1164 Fuss.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Oct.	Nov.	Jahr
Temperatur. Normalmittel												
—1·25	—2·21	—0·51	+1·95	6·34	10·03	13·38	14·37	14·08	10:89	6·79	1·46	6·28
Durchschnittliches Maximum (7 Jahre)												
5·22	7·38	8·52	12·60	18·58	23·07	22·50	24·83	24·14	21·10	18·20	10·68	
Absolutes Maximum												
7·7	12·9	11·8	19·6	22·6	27·4	26·3	28·9	28·0	21·8	23·2	13·0	
Durchschnittliches Minimum (7 Jahre)												
—9·92	—9·18	—7·96	—7·40	—2·52	0·92	5·76	7·06	6·50	2·22	—2·26	—5·28	
Absolutes Minimum												
—15·3	—17·3	—14·2	—16·8	—8·2	—0·6	2 8	4·9	2·8	0·7	—6·0	—6·2	
Feuchtigkeit in % Mittel aus 4 Jahren												
90·3	88·9	85·2	86·7	76·5	77·1	76·5	74·7	77·6	78·1	81·7	81·4	81·2
Durchschnittliches Minimum												
65.0	60·7	52·7	49·7	37·7	32·3	38·5	33·0	45·0	37·0	40·7	32·0	
Absolutes Minimum												
55	42	30	42	29	22	28	25	31	27	18	23	
Niederschlag in Pariser Mass Normalmittel aus 6 Jahren												
18·30‴	15·89‴	10·71‴	19·66‴	18·41‴	41·39‴	37·01‴	30·65‴	52·26‴	21·13‴	15·55‴	14·69‴	24·63″
Grösste Monats-Summen												
32·36‴	30·95‴	17·03‴	29·59‴	39·00‴	55·85‴	41·19‴	47·35‴	73·13‴	36·30‴	24·63‴	20·42‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
3·74″	6·62″	9·99	4·28″	24·63″

4. Bezirk der nördlichen Randgebirge.

In diesem Theile der Randgebirge (Erzgebirge, Riesengebirge, Sudeten) verhalten und vertheilen sich die Temperaturen sowie im hercynischen Bergsystem überhaupt; die Niederschläge und Luftfeuchtigkeit hingegen unterliegen grösseren Schwankungen, weil die Massenerhebung der Berge nicht bedeutend genug ist, um ein ganz selbstständiges, von den wechselnden Einflüssen des bairischen Plateaux im Südwesten und der norddeutschen Ebene unabhängiges Klima zu erzeugen.

Leider bestehen auf der ganzen langen Linie des Erz- und Riesengebirges erst wenige Beobachtungsstationen, von denen brauchbare Mittel vorliegen. Aus diesen heben wir hier jene von Ellbogen und Bodenbach hervor.

Station Ellbogen 1243 Fuss.

	Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Oct.	Nov.	Jahr
Temperatur. Normalmittel	—1·27	—2·28	—1·40	+0·89	5·18	9·24	12·40	13·31	12·87	9·67	6·49	1·10	5·52
Durchschnittliches Maximum (3 Jahre)	3·83	5·67	6·20	12·47	17·7	20·23	22·37	21·67	23·70	18·90	15·40	8·87	
Absolutes Maximum	6·3	6·7	7·3	15·5	19·5	22·0	23·8	23·2	25·4	19·9	16·4	11·3	
Durchschnittliches Minimum (3 Jahre)	—11·63	—10·77	—10·33	—5·00	—3·67	1·20	4·43	5·87	3·13	0·73	—2·20	—7·20	
Absolutes Minimum	—14·2	—16·1	—13·0	—7·7	—4·7	—1·3	1·8	5·5	2·4	—1·2	—2·8	—9·5	
Feuchtigkeit in % Mittel aus 3 Jahren	87·0	88·3	85·9	81·2	74·1	71·6	76·4	72·6	76·0	79·3	82·9	84·2	80·0
Durchschnittliches Minimum	55·0	56·7	47·3	42·7	28·7	28·0	35·3	36·0	32·3	34·0	48·0	57·3	
Absolutes Minimum	55	46	39	38	23	24	30	34	29	30	47	53	
Niederschlag in Pariser Mass Normalmittel aus 3 Jahren	17·23	18·00	12·50	21·03‴	12·35‴	23·99‴	44·25‴	25·82‴	16·07‴	21·99‴	15·61‴	12·71‴	
Grösste Monats-Summen	25·68‴	30·33‴	20·30‴	32·39‴	13·92‴	35·72‴	58·66‴	34·66‴	23·74‴	28·88‴	23·33‴	13·97‴	20·15″

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
3·98‴	4·78″	7·18″	4·19″

Station Bodenbach 437 Fuss.

	Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur. Normalmittel	—0·21	—1·36	—0·14	+2·16	6·54	10·43	13·80	14·58	14·13	11·17	7·48	2·51	6·76
Durchschnittliches Maximum (21 Jahre)	6·38	5·73	6·82	10·39	17·09	21·53	23·87	24·74	24·32	20·38	16·13	9·12	
Absolutes Maximum	9·5	8·2	11·6	15·2	21·6	24·6	27·9	29·1	27·1	23·8	19·9	13·4	
Durchschnittliches Minimum (21 Jahre)	—9·50	—10·61	—9·18	—5·59	—1·54	1·52	6·04	7·34	6·64	2·72	—0·14	—5·30	
Absolutes Minimum	—15·4	—21·8	—20·7	—13·5	—4·4	—1·3	2·2	4·0	4·0	—0·1	—6·0	—14·2	
Feuchtigkeit in % Mittel aus 9 Jahren	84·1	88·0	84·2	83·8	76·2	75·4	81·4	80·1	82·3	83·4	86·1	83·6	82·4
Durchschnittliches Minimum	58·7	61·8	53·6	46·7	37·4	35·8	42·2	37·1	43·9	47·1	52·2	63·6	
Absolutes Minimum	45	43	31	31	28	30	31	26	30	37	34	56	
Niederschlag in Pariser Mass	23·12	14·97	22·21	19·12‴	18·36‴	24·45‴	33·53‴	44·47‴	33·07‴	18·26‴	15·91‴	23·58‴	24·25
Grösste Monats-Summe	59·50‴	29·33‴	52·55‴	39·36‴	56·12‴	44·80‴	62·84‴	81·82‴	71·13‴	49·10‴	37·40‴	55·70‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
5·03″	5·16″	9·26″	4·81″

5. Das böhmische Binnenbecken.

Die niedrige Plateaulage des inneren Böhmens mit nicht unbedeutenden Tiefsenkungen und die Nähe der ringsum liegenden Randgebirge bewirken zusammen ein eigenthümliches Klima, in welchen ein vielfacher aber mässiger Wechsel der Temperatur und Feuchtigkeit, die Abwesenheit heftiger Winde, minder häufige, aber im Einzelnen bisweilen heftige Niederschläge den Hauptcharakter bilden. Die Mitte des Beckens um Prag herum ist auffallend regenarm, wahrscheinlich weil die Regenwinde an den Randgebirgen schon sich reichlich entladen haben. Mit Ausnahme dieser zeitweiligen Trockenheit gibt es hier keine der Vegetation wesentlich nachtheiligen Eigenthümlichkeiten des Klimas und dasselbe begünstigt im Allgemeinen den Feldbau und Wiesenwuchs ganz vorzüglich.

Die Station Prag soll dieses Gebiet repräsentiren.

Station Prag 616 Fuss.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur. Normalmittel												
—0·13	—1·18	+0·34	2·71	7·27	11·30	14·78	15·68	15·41	12·21	8·12	2·62	7·43
Durchschnittliches Maximum (23 Jahre)												
7·56	6·79	7·59	11·28	17·92	22·04	20·01	25·69	25·55	21·17	17·27	9·89	
Absolutes Maximum												
12·6	10·4	11·3	15·8	22·5	25·7	27·8	29·4	29·0	24·2	20·4	14·1	
Durchschnittliches Minimum (23 Jahre)												
—8·56	—10·81	—8·17	—5·21	—7·52	2·78	7·45	8·95	8·33	4·29	0·57	—5·06	
Absolutes Minimum.												
—19·8	—21·2	—18·1	—10·8	—5·0	—1·0	4·3	6·7	5·9	—1·0	—3·7	—13·5	
Feuchtigkeit in % Mittel aus 23 Jahren												
84·6	85·1	82·3	77·1	69·3	67·3	68·5	66·7	68·4	71·7	79·4	83·4	73·7
Durchschnittliches Minimum												
58·0	56·5	51·0	41·1	29·7	28·2	32·9	30·7	32·4	37·2	42·2	55·3	
Absolutes Minimum												
37	37	32	15	21	20	25	23	19	18	25	36	
Niederschlag in Pariser Mass												
9·04‴	8·75‴	9·79‴	11·60‴	13·50‴	19·93‴	26·14‴	16·74‴	25·45‴	13·52‴	10·91‴	13·11‴	14·04″
Grösste Monats-Summen												
33·49‴	22·59‴	19·79‴	21·97‴	33·14‴	38·68‴	49·74‴	58·64‴	46·59‴	36·72‴	29·82‴	37·89‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
2·30″	2·92″	5·69″	3·13″

b) Alpines Gebiet in Oesterreich.

6. Die Central- und die Nordkette der Alpen.

Was schon wiederholt über die klimatischen Eigenthümlichkeiten von Gebirgsgegenden gesagt wurde, gilt wesentlich auch von diesem bedeutenden Antheil der Alpen, der nicht wenig dazu beigetragen hat, unsere Kenntnisse über die Meteoration der Gebirge zu vervollständigen.

Wie die Südfronte der Alpen, die wir schon früher betrachtet haben, die feuchtwarmen äquatorialen und mediterranen Winde während ihres Aufsteigens zur Ablagerung heftiger Niederschläge zwingt, so haben die Gehänge der Nordalpen die gleiche Rolle gegenüber den feuchten Winden der nördlichen Hälfte der Windrose — also den Winden aus W., WNW. und NW.; und da diese nördlich der Alpen eben die vorwiegenden zu allen Jahreszeiten sind, ergibt sich hieraus eine grosse Häufigkeit von Regenfällen. Die Menge des fallenden Regens ist jedoch bei den einzelnen Niederschlägen meist geringer als in den Südalpen, weil der Wassergehalt der Winde zwischen W. und NW. geringer ist als derjenige zwischen SO., SW. bis West. Da jedoch einzelne untergeordnete Strecken dieser Alpen nicht, wie die Kette im Ganzen, zwischen W. und O., sondern schief von NO. nach SW. oder sogar von N. nach S. streichen, daher nicht nur den Regenwinden zwischen W. und NW., sondern auch jenen zwischen SW. und W. sich entgegenstellen, haben solche Gegenden noch reichlichere Niederschläge als die übrigen, so insbesondere die österreichischen Westalpen, welche vom Lechthal und Oberinnthal durchfurcht sind, und zwar am meisten die westlich von diesen Thälern gelegenen Bergmassen in Vorarlberg, welche den ersten Anfall der Regenwinde aus SW. bis NW. empfangen.

Im Allgemeinen haben die Westalpen (Vorarlberg, Tirol, Salzburg) grössere Frequenz und meist auch grössere Massen von Niederschlägen als die östlicher gelegenen Alpentheile; aber ganz allgemein gilt dieser Unterschied nicht. Die ganz localen Eigenthümlichkeiten, die mit der Gestaltung und Bedeckung des Bodens zusammenhängen, bewirken in manchen ziemlich eng begrenzten Alpengebieten eine ungewöhnlich reichliche Menge von Sommergewittern des aufsteigenden Stromes und dadurch heftige Niederschläge, welche die Jahressummen solcher Stationen über das Durchschnittsmass des betreffenden Alpenzuges erhöhen, so dass einzelne Stationen der mittleren und östlichen Alpen grössere Regenmengen haben als solche der westlichen Alpen *).

*) Die schon seit lange für viele Gebirge nachgewiesene Eigenthümlichkeit, dass selbst an nahe benachbarten Stationen die Regenmengen sehr weit von einander abweichen, hat neuerdings Prettner, der verdienstvolle Beobachter der klimatischen Eigenthümlichkeiten Kärntens, für dieses Alpenland nachgewiesen. (Die Vertheilung der Hydrometeore in Kärnten. Zeitschr. der österr. Gesellsch. f. Meteorologie VIII. Band, 1873, Nr. 10.)

Ein wesentlicher Unterschied im klimatischen Verhalten innerhalb dieses Alpenbezirkes wird ferner bedingt durch den Föhn, der in den westlichen Alpen herrscht, in den östlichen aber fehlt.

Vorarlberg, Nordtirol und selbst noch Salzburg haben im Winterhalbjahre nicht selten warme und relativ trockene Winde aus dem südlichen Quadranten ganz mit den Charakteren des schweizerischen Föhn und auch im Sommer und Herbste treten nicht nur einzelne Stunden oder Tage, sondern mehrtägige Zeiträume mit drückend warmen Winden aus SO. bis S. ein, während deren Dauer die Temperatur und die Luftfeuchtigkeit Tag und Nacht fast gleich bleiben. Dem Herrschen dieser Winde im Spätsommer und Herbste verdankt Vorarlberg die Möglichkeit des Weinbaues und das mittlere Innthal den Maisbau; beide Culturen, welche hohe Herbstwärme verlangen, wären bei der Höhenlage jener Gegenden und inmitten schneereicher Gebirge nicht möglich, wenn nicht Föhnperioden (und zwar nicht des Winters oder Frühlings, sondern des Sommers und Herbstes) das erforderliche Wärmequantum lieferten. Selbst der Graswuchs weiset auf die wirksame Herrschaft dieses Windes hin; denn an Stellen des Bodens, die weder von Grundwasser, noch oberflächlich befeuchtet oder doch beschattet sind, kommt beispielsweise bei Innsbruck kein zusammenhängender Rasenteppich zu Stande, sondern die Grasbüschel isoliren sich und sind durch unbegraste Zwischenräume getrennt, wie überall, wo zu grosse Austrocknung des Bodens die Stolonen am Weitergreifen verhindert, was sonst im Allgemeinen in Gebirgsländern nicht der Fall ist.

In den Alpen östlich von Salzburg ist der eigentliche Föhn unbekannt; feuchtwarme Aequatorialströmungen einerseits, trockene Ostwinde andererseits treten zwar ein, aber auffallend trockene und zugleich warme Winde von Tage lang anhaltender Gleichförmigkeit stellen sich daselbst nicht ein. Geringere Regenmenge, dagegen aber auch Abwesenheit des Föhns, charakterisirt demnach den östlichen Theil der Alpen gegenüber dem westlichen.

Alle anderen Details sind so localer Natur und bedürfen theilweise noch so sehr der Zurückführung auf ihre bedingenden Ursachen, dass wir hier einerseits nur nochmals auf das bereits im Abschnitte über das Klima der Gebirge überhaupt Gesagte verweisen und andererseits zur Anstellung von weiteren Localstudien anregen können, welche die Meteoration in den Alpen allmälig mehr ins Klare setzen werden.

Was den Einfluss dieses Klimas auf die Cultur anbelangt, so ist es zwar durch seine niedrige Temperatur und verkürzte Vegetationszeit nicht allen Feldfrüchten günstig, es gestattet aber an Gehängestufen und geschützten Plateaux den Weizenbau noch bis gegen 3000 Fuss hoch. Der Jahr für Jahr ziemlich gleichmässige Gang des Klimas gewährt

ziemliche Sicherheit vor plötzlichen und weitverbreiteten Calamitäten. Insbesondere innerhalb der Grenzen des Feldbaues sind Stürme und Hagel nur selten, in den Thälern fast unerhört; Gewitter brechen zwar häufig los, sind aber meist ganz local beschränkt und selten direct verderblich. Die schon sehr zeitlich im Herbst eintretende und spät wieder weichende mächtige Schneedecke schützt die empfindlicheren Gewächse nicht nur vor der eisigen Luft des Winters, sondern auch vor den Früh- und Spätfrösten. Misswachs wegen Dürre kennt man selbstverständlich hier nicht. Nur ein Uebermass von Regen zur Sommerszeit und insbesondere während der Ernte schädigt bisweilen die Feldfrüchte. Trotz des grossen Witterungswechsels an den verschiedenen Tagen und Orten desselben Gebietes sind doch die Jahresdurchschnitte sowohl der Temperatur als der Niederschläge in diesem Gebiete constanter und gleichmässiger als in jedem anderen, woraus sich erklärt, dass weder ausserordentlich fruchtbare Jahre, noch eigentliche Missjahre hier vorkommen.

Das Klima ist also dem Ackerbau nicht so ungünstig als man nach der Gebirgslage vermuthen sollte — und diese physische Möglichkeit des Körnerbaues hat leider die Alpenbauern oft zu sehr verleitet, hierin mit dem Flachlande concurriren zu wollen.

Als Beispiele aus den österreichischen Alpen führen wir an: die Station Hoch-Obir in Kärnten, 6461 Fuss hoch, eine der höchsten überhaupt verfügbaren und zugleich verlässlichen Stationen Europas, zugleich das einzige Beispiel einer ganz freien Gebirgslage *); dann folgende Thalstationen in verschiedenen Höhenlagen; in den Westalpen: Bludenz (Vorarlberg), Wilten bei Innsbruck; im Mittelstock der Alpen: Bad-Gastein; in den Ostalpen: a) im Innern des Gebirges: Alt-Aussee, Ischl, Admont; b) am nördlichen Rande der Alpen: Salzburg, Kirchdorf, Kremsmünster.

Station **Hoch-Obir in Kärnten** 6461 Fuss.

	Dec.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Jahr
Häufigkeit der Winde (Procente).													
NW. u. N.	45	37	37	38	35	30	21	28	26	22	22	38	32
NO. u. O.	14	11	23	8	17	20	26	12	11	15	30	8	16
SO. u. S.	11	12	8	22	15	18	25	13	22	28	18	31	19
SW. u. W.	30	40	31	31	33	32	29	47	41	36	29	23	33
Temperatur													
Normalmittel													
	—4·8	—5·2	—4·7	—4·5	—1·2	2·3	5·8	7·8	7·7	5·2	2·5	—2·8	0·68
Mittlere Temperatur-Extreme													
Maximum	5·0	3·7	4·9	5·0	8·3	11·9	14·8	18·1	18·1	14·6	13·1	6·3	24·0**)
Minimum	—13·2	—13·7	—12·9	—13·2	—8·7	—4·6	—0·9	0·5	0·1	—0·3	—5·4	—11·3	—22·0
Tage mit Niederschlägen.													
	12	11	7	12	10	9	11	9	9	9	11	10	120

*) Hierüber besitzen wir eine sehr schätzbare Detail-Studie von Dr. Julius Hann: Die thermischen Verhältnisse der Luftströmungen auf dem Obir. Sitzungsb. der kais. Akad. in Wien, 1867.

**) Absolute Extreme.

Station **Bludenz** 1800 Fuss.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur												
Normalmittel												
—0·81	—1·04	1·28	3·10	7·37	10·57	12·71	13·80	13·64	11·37	7·84	2·66	**6·87**
Durchschnittliches Maximum (13 Jahre)												
9·79	8·87	11·26	13·17	18·51	21·53	23·10	25·46	24·01	22·28	18·17	13·38	
Absolutes Maximum												
14·4	12·8	15·4	17·4	21·2	24·2	26·4	26·4	26·6	23·6	22·6	17·6	
Durchschnittliches Minimum (13 Jahre)												
—9·27	—10·72	—8·15	—5·82	—1·49	2·85	4·99	6·55	5·69	3·69	—0·67	—5·28	
Absolutes Minimum												
—14·8	—15·3	—13·2	—12·8	—7·0	—1·0	1·4	4·8	3·6	0·8	—5·8	—7·0	
Feuchtigkeit in %												
Mittel aus 14 Jahren												
78·6	75·6	70·0	71·0	65·6	67·7	72·8	73·9	75·1	73·8	75·8	77·1	**73·1**
Durchschnittliches Minimum												
33·0	30·5	27·5	21·4	19·1	24·4	31·2	35·0	36·3	26·3	31·1	26·3	
Absolutes Minimum												
12	6	14	12	15	16	15	19	19	19	16	10	
Niederschlag in Pariser Mass												
Normalmittel aus 13—15 Jahren												
31·48‴	27·21‴	16·35‴	40·34‴	43·49‴	41·88‴	60·96‴	67·94‴	66·34‴	52·59‴	43·97‴	29·20‴	43·48″
Grösste Monats-Summen												
80·23‴	65·00‴	34·20‴	86·45‴	87·10‴	92·37‴	93·60‴	113·00‴	105·20‴	88·65‴	92·38‴	61·88‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
6·25″	10·48″	16·27″	10·48″

Station **Wilten** 1804 Fuss.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur												
Normalmittel												
—2·12	—2·56	0·14	2·85	7·24	10·54	13·02	13·79	13·76	11·13	7·58	1·97	6·45
Durchschnittliches Maximum (15 Jahre)												
7·03	6·64	9·16	12·74	17·66	20·87	23·24	23·90	23·22	20·20	16·86	11·67	
Absolutes Maximum												
9·6	10·1	12·2	15·9	20·8	24·0	26·5	26·9	25·7	22·3	19·9	15·0	
Durchschnittliches Minimum (15 Jahre)												
—13·31	—13·63	—10·16	—7·10	—2·56	1·42	5·19	6·56	5·84	3·57	—1·35	—6·93	
Absolutes Minimum												
—21·2	—17·3	—16·6	—14·6	—6·0	—2·2	3·1	5·0	3·0	0·8	—7·5	—14·3	
Feuchtigkeit in %												
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Durchschnittliches Minimum												
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Absolutes Minimum												
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Niederschlag in Pariser Mass												
Normalmittel aus 15 Jahren												
32·22‴	21·94‴	13·64‴	28·85‴	30·45‴	33·77‴	41·24‴	44·27‴	43·22‴	36·19‴	25·88‴	35·35‴	32·25″
Grösste Monats-Summen												
89·47‴	75·24‴	39·77‴	72·56‴	64·70‴	103·63‴	68·38‴	98·47‴	78·57‴	80·50‴	59·76‴	107·97‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
5·65″	7·67″	10·73″	8·12″

Station **Bad-Gastein** 3039 Fuss.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur — Monatsmittel												
−2·50	−3·12	−1·74	0·74	4·60	8·44	11·03	11·61	11·60	9·25	6·13	1·05	4·76
Durchschnittliches Maximum (17 Jahre)												
4·90	4·41	5.70	8·84	14·55	18·56	20·47	21·28	21·14	18·45	15·23	9·21	
Absolutes Maximum												
8·8	8·6	9·0	14·5	18·8	22·5	23·4	25·4	24·0	20·5	19·4	12·4	
Durchschnittliches Minimum (17 Jahre)												
−10·99	−15·26	−10·66	−7·31	−3·08	1·26	3·88	5·72	4·84	1·98	−0·71	−7·12	
Absolutes Minimum												
−18·6	−16·2	−15·3	−11·2	−6·0	−2·4	0·8	4·0	2·7	−1·5	−3·8	−11·7	
Feuchtigkeit in % — Mittel aus 3 Jahren												
89·5	83·7	58·3	86·3	78·0	72·0	82·0	82·4	88·5	80·8	83·9	80·1	80·5
Durchschnittliches Minimum												
44·3	72·7	55·0	49·0	41·0	39·7	50·7	46·3	37·0	40·0	40·3	48·7	
Absolutes Minimum												
28	57	50	47	32	35	40	40	32	31	28	43	
Niederschlag in Pariser Mass — Normalmittel aus 16 Jahren												
29·09'''	19·90'''	12·25'''	21·31'''	24·68'''	34·84'''	47·88'''	57·28'''	55·13'''	42·09'''	30·82'''	31·33''	33·88''
Grösste Monats-Summen												
90·34'''	55·19'''	29·10'''	48·40'''	66·72'''	74·84'''	103·80'''	85·24'''	93·34'''	111·94'''	56·22'''	84·90'''	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
5·10''	6·74''	13·36''	8·68''

Station **Alt-Aussee** 2907 Fuss.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur — Normalmittel												
−2·07	−2·86	−1·49	0·38	4·57	8·46	10·58	12·18	11·62	9·63	6·35	0·61	4·83
Durchschnittliches Maximum (20 Jahre)												
5·87	5·39	6·69	9·22	14·40	19·68	21·42	22·46	22·28	18·32	14 49	9·19	
Absolutes Maximum												
9·4	8·4	9·7	13·7	19 2	23·4	27·2	25·6	24·4	21·3	20·2	13·0	
Durchschnittliches Minimum (20 Jahre)												
−10·05	−10·92	−8·91	−6·54	−2·24	1·27	4·24	5·85	5·40	3·38	−1·02	−6·61	
Absolutes Minimum												
−10·9	−18·6	−15·5	−10·8	−6·7	−1·6	0·8	2·0	2·6	2·6	−1·0	−7·5	
Feuchtigkeit in % — Mittel aus 19 Jahren												
89·2	90·1	86·0	80·9	69·7	66·1	70·3	71·8	73·6	69·4	78·2	86·5	77·7
Durchschnittliches Minimum												
52·5	53·3	47·5	35·7	28·0	28·1	30·8	35·4	37·2	40·5	42·4	46·8	
Absolutes Minimum												
23	31	26	20	17	15	21	22	23	23	21	29	
Niederschlag in Pariser Mass — Normalmittel aus 19 Jahren												
65·00'''	57·58'''	57·42'''	64·85'''	71·47'''	71·82'''	96·97'''	100·75'''	109·10'''	58·18'''	48·63'''	59·35'''	71·76''
Grösste Monats-Summen												
147·05'''	126·85'''	140·47'''	216·94'''	225·66'''	165·87'''	163·52'''	165·48'''	179·40'''	102·76'''	105·18'''	165·79'''	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
15·00''	17·35''	25·57''	13·85''

Station **Ischl** 1427 Fuss.

	Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur													
Normalmittel	–1·21	–2·11	–0·26	1·49	6·30	10·11	12·95	13·76	13·58	10·92	7·39	1·98	6·24
Durchschnittliches Maximum (16 Jahre)	5·94	5.56	7·31	11·38	17·44	21·74	23·34	24·01	23·40	20·15	16·54	9·70	
Absolutes Maximum	11·2	9·4	12·0	16·6	21·0	24·6	25·0	26·4	26·0	22·0	19·0	14·6	
Durchschnittliches Minimum (16 Jahre)	–9·88	–11.18	–8·43	–6·49	–1·33	1·65	6·17	7·24	6·86	4·19	0·08	–5·54	
Absolutes Minimum	–21·0	–15·2	–14·2	–12·6	–4·6	0·0	2·6	2·0	4·8	1·0	–7·0	–12·7	
Feuchtigkeit in %													
Mittel aus 11 Jahren	92·2	90·8	89·0	85·3	80·6	79·9	82·5	82·4	84·6	84·1	87·7	90·6	85·8
Durchschnittliches Minimum	57·9	62·0	54·8	48·8	40·2	39·4	48·3	45·8	49·7	52·0	52·7	61·9	
Absolutes Minimum	55	45	40	33	33	34	39	42	38	38	47	49	
Niederschlag in Pariser Mass													
Normalmittel aus 13 Jahren	62·18‴	45·43‴	37·32‴	51·82‴	47·10‴	61·58‴	75·05‴	85·45‴	93·58‴	50·12‴	43·23‴	46·65‴	58·29″
Grösste Monats-Summen	120·80‴	137·90‴	72·20‴	125·00‴	110·00‴	109·20‴	103·00‴	140·50‴	150·30‴	80·50‴	117·30‴	120·00‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
12·08″	13·38″	21·17″	11·67″

Station **Admont** 2051 Fuss.

	Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur													
Normalmittel	–3·18	–5·05	–2·71	0·95	5·40	9·39	12·27	13·18	12·62	9·97	6·19	0·75	4·98
Durchschnittliches Maximum (15 Jahre)	5·60	2·89	5·24	9·27	14·69	18·08	21·07	21·07	21·27	17·84	14·36	9·06	
Absolutes Maximum	9·7	6·5	8·7	12·2	17·6	22·5	23·1	23·5	22·5	19·6	16·5	12·7	
Durchschnittliches Minimum (15 Jahre)	–13·03	–15·57	–12·43	–9·03	–2·05	1·81	6·01	7·50	6·29	2·93	1·39	–8·21	
Absolutes Minimum	–20·5	–20·8	–19·0	–15·5	–4·5	–1·3	3·1	4·9	2·6	–1·6	–3·8	–14·5	
Feuchtigkeit in %													
Mittel aus 15 Jahren	83·8	90·2	88·2	87·0	79·0	77·1	79·8	79·3	80·3	82·8	86·2	80·1	82·8
Durchschnittliches Minimum	50·9	53·2	51·4	65·1	68·5	58·7	60·1	55·3	40·7	43·1	45·1	44·6	
Absolutes Minimum	21	25	32	30	36	37	28	26	33	32	41	42	
Niederschlag in Pariser Mass													
Normalmittel aus 10—14 Jahren	19·67‴	23·30‴	16·78‴	23·55‴	21·30‴	32·18‴	51·69‴	62·15‴	54·14‴	38·57‴	28·25‴	18·38‴	32·50″
Grösste Monats-Summen	39·12‴	57·96‴	39·08‴	54·12‴	103·12‴	63·47‴	157·15‴	127·74‴	98·16‴	66·89‴	51·23‴	39·48‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
4·98″	6·42″	14·00″	7·10″

Station **Salzburg** 1344 Fuss.

	Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur — Normalmittel	—1·34	—2·03	—0·47	2 00	6·54	10·10	13·04	14·00	13·84	11·01	7·42	2·01	6·34
Durchschnittliches Maximum (21 Jahre)	7·79	7·41	9·00	12·41	17·33	20·43	22·71	23·38	23·06	19·80	16·78	11·30	
Absolutes Maximum	12·3	11·5	12·8	16·8	20·0	23·7	27·6	26·3	25·5	22·5	19·1	14·9	
Durchschnittliches Minimum (21 Jahre)	—8·66	—11·35	—8·69	—6·03	—0·49	3·55	7·53	8·82	8·31	4·55	0·39	5·32	
Absolutes Minimum	—17·7	—22·0	—19·4	—13·0	—5 2	—1·1	3·7	4·3	4·4	—0·4	—3·8	—11·0	
Feuchtigkeit in % — Mittel aus 13 Jahren	84·0	83·5	80·5	77·6	72·6	71·6	78·1	76·9	75·9	79·3	82·4	83·4	78·8
Durchschnittliches Minimum	51.4	49·1	46·4	37·4	35·0	35·0	41·8	42·4	47·7	45·5	45·3	49·5	
Absolutes Minimum	35	21	29	23	27	22	21	29	37	32	23	24	
Niederschlag in Pariser Mass — Normalmittel aus 21—22 Jahren	24·93‴	23·20‴	21·17‴	28·54‴	39·11‴	47·18‴	69·03‴	71·07‴	69·26‴	41·01‴	29·14‴	27·42‴	40·92″
Grösste Monats-Summen	60'73‴	62·43‴	50·35‴	55·28‴	71·47‴	105·40‴	142·38‴	108·95‴	106·42‴	65·33‴	58·07‴	73·91‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
5·78″	9·57″	17·45″	8·13″

Station **Kirchdorf** 1380 Fuss.

	Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur — Normalmittel	—1·06	—2·48	—0·48	2·63	7·03	10·50	13·40	14·39	14·12	11·47	7·40	1·88	6·57
Durchschnittliches Maximum (15 Jahre)	6·81	6·85	7·59	10·81	16·62	20·99	22·17	23·20	22·64	19·12	15·90	9·63	
Absolutes Maximum	11·6	11·3	12·5	15·3	18·2	25·5	25·2	26·0	25·2	21·7	21·0	13·7	
Durchschnittliches Minimum (15 Jahre)	—9·67	—10·99	—8·07	—5·72	—0·92	2·69	7·52	8·71	7·85	4·22	—0·16	—4·85	
Absolutes Minimum	—16·1	—19·0	—14·8	—11·8	—4·6	1·0	2·5	5·6	5·5	—2·3	—5·1	—12·4	
Feuchtigkeit in % — Mittel aus 10 Jahren	86·8	84·4	81·0	79·2	71·5	71·3	73·3	74·0	76·1	77·5	82·4	84·7	78·5
Durchschnittliches Minimum	55·0	55·2	48·0	42·8	35·7	38·5	44·9	44·7	48·6	49·1	50·2	52·2	
Absolutes Minimum	39	36	30	28	29	30	35	31	42	33	38	28	
Niederschlag in Pariser Mass — Normalmittel aus 13—15 Jahren	43·31‴	26·96‴	28·67‴	37·05‴	46·79‴	53·42‴	63·35‴	66·93‴	64·51‴	36·91‴	31·24‴	37·05‴	44·68″
Grösste Monats-Summen	90·80‴	41·15‴	68·95‴	73·30‴	142·40‴	100·03‴	106·56‴	118·95‴	97·60‴	62·10‴	75·00‴	105·20‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
8·25″	11·44″	16·23″	8·77″

Station **Kremsmünster** 1213 Fuss.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur Normalmittel												
—1·58	—2·39	—0·74	1·77	6·48	10·27	13·42	14·35	13·98	10·89	6·92	1·42	6·23
Durchschnittliches Maximum (23 Jahre)												
5·89	5·41	6·98	10·54	16·27	20·21	22·34	23·53	23·02	19·25	15·67	8·91	
Absolutes Maximum												
11·4	8·5	11·3	16·1	20·3	24·1	25·7	26·6	26·3	22·8	20·9	13·4	
Durchschnittliches Minimum (23 Jahre)												
—9·70	—11·15	—8·58	—6·41	—1·73	2·36	6·89	7·91	7·20	2·86	—0·73	—5·61	
Absolutes Minimum												
—16·8	—21·5	—13·7	—12.1	—5·2	—0·2	3·1	5·3	4·3	—0·4	—5·6	—12·9	
Feuchtigkeit in % Mittel aus 22 Jahren												
92·1	87·8	88·8	83·6	73·7	71·5	70·4	69·7	73·2	77·3	84·9	90·5	80·4
Durchschnittliches Minimum												
69·2	70·0	60·0	47·5	31·5	30·9	35·1	35·1	39·7	43·5	50·1	60·7	
Absolutes Minimum												
52	35	38	20	17	21	24	20	31	21	27	27	
Niederschlag in Pariser Mass Normalmittel aus 23 Jahren												
28·24‴	21·11‴	25·11‴	27·40‴	37·90‴	45·15‴	55·10‴	62·25‴	65·01‴	33·10‴	30·62‴	31·65‴	38·55″
Grösste Monats-Summen												
66·50‴	68·90‴	40·30‴	59·00‴	65·45‴	106·80‴	108·95‴	97·45‴	112·50‴	63·60‴	76·35‴	81·65‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
6·21″	9·20″	15·20″	7·95″

7. Das nördliche Vorland der Alpen.

(Oberes Donauthal von Passau bis an das ungarische Becken.)

Dieser Bezirk ist nur eine Fortsetzung des bojoarischen Bezirkes, liegt gleichfalls zwischen den Alpen und dem Fusse der hercynischen Berge, grenzt aber im Osten an das pontische Gebiet, so dass der östliche Theil (von Wien an) schon nicht mehr den eigentlichen Typus des Vorlandsklimas behält und sich dem pontischen nähert.

Vermöge der Lage dieses Bezirkes findet ein fortwährendes Schwanken zwischen dreierlei Localeinflüssen statt: bald macht sich die niedrige, mehr oder minder ausgebreitete Thallage, besonders im Wienerbecken und in der mährischen Marchbucht geltend; bald bringen Winde von den Alpen her plötzliche und bedeutende Abkühlung, besonders nach Schneefällen im Frühlinge und Herbste, oder nach verbreiteten Gewittern im Sommer; endlich gelangen auch die von Linz bis gegen Mölk nördlich dieses Thalgebietes sich hinziehenden Bergmassen des Böhmerwaldes (Mühlviertels und Waldviertels) zur Wirkung mit kühlen feuchten Winden und Nebelbildung.

Je weiter gegen Westen, je näher also den Alpen und dem Böhmerwalde, desto mehr überwiegt die Feuchtigkeit und Kühle des Bergklimas; je mehr gegen Osten, desto mehr werden die Dünste und Regenwolken durch die aus dem weiten Thalgebiete aufsteigenden warmen trockenen Luftströme aufgezehrt, desto spärlicher die Regen, desto grösser die Temperaturunterschiede und die Schnelligkeit des Temperaturwechsels.

Was den Einfluss des Klimas auf die Vegetation anbelangt, so ist er im Westen günstiger als im Osten dieses Bezirkes. Im Westen bewirkt die entschiedene Feuchtigkeit bei noch genügender Wärme die charakteristische Frische der Wiesen und Wälder, das ziemlich gleichmässige Gedeihen der Feldfrüchte, worin man dort keine weit auseinander liegenden Extreme kennt. Ausser genügenden Regenmengen kommt der Vegetation noch reichlicher Thau zu Gute, der in ausnahmsweise regenärmeren Herbsten auch allein genügt, um die Winterfrucht kräftig spriessen zu machen. Der ziemlich kalte Winter schützt mit einer nie fehlenden starken Schneedecke die Saaten, doch ist der Schneedruck selten so gross, dass er dem Walde schädlich würde. Der Frühling gestattet meistens erst im April einen entschiedenen Fortschritt des Wachsthums, dafür aber sind Spätfröste nur selten verderblich; trockene Frühlingswinde aus Ost halten zwar manchmal das Wachsthum auf, aber fast immer erholt sich die Pflanzenwelt durch die bald nachfolgenden Regen. Auch hat der Boden in der Regel noch viel Winterfeuchte, so dass die Saaten einige Trockenheit leicht überdauern. In die Blüthezeit des Obstes fallen ziemlich häufig Regen oder frühe Gewitter. Der Sommer zeitigt verhältnissmässig rasch die Feldfrüchte; zwar gibt es häufig sehr regenreiche Sommer, bisweilen auch continuirliche Regenperioden von 8—14 Tagen; aber meist fallen zwischen die Regenperioden hinlänglich lange Zeiträume grosser Wärme, und das Einbringen von Heu und Getreide pflegt daher — trotz der manchem Einzelnen sehr ungelegen kommenden, meist auf die Erntezeit treffenden schweren localen Gewitterregen oder allgemeiner verbreiteten Westregen, — doch im Ganzen zu gelingen. Die fast regelmässig warmen und heiteren Tage des September bis Mitte October begünstigen noch die Nachfrucht; herbstliche Trockenheit verzögert zwar bisweilen den Anbau der Winterfrüchte, doch selten in einem wirklich nachtheiligen Grade; eben dieses Herbstwetter zeitigt noch die zahlreich vorhandenen wenn auch minder edlen Baumfrüchte. Heftige Stürme von längerer Dauer und Hagelschläge sind nur selten. Unter diesen Umständen ist das Gedeihen von Klee, Heu und Forstbäumen in erster Linie, dann meist auch jenes der Getreidearten ein günstiges; weniger sicher ist Obst (wegen unsicherer Blüthezeit) und Raps (wegen oft übermässigen Sommerregens).

Weiter östlich in Niederösterreich erhält sich dieser Charakter nur längs der beiden Gebirge, wo der Boden minder günstig ist, daher der Effect des Klimas auf die Ernten nicht mehr so unbeirrt bleibt. Längs der Mittellinie des niederösterreichischen Donaubeckens aber schwanken Tage, Monate, ja ganze Jahre zwischen den Einflüssen des Berg- und des Steppenklimas. Die Winter haben minder andauernde Kälte, aber auch geringere Schneedecke über den Saaten, die nicht selten erfrieren; Spätfröste ereilen die zeitig erwachte Vegetation; die Sommerregen sind in der Regel spärlicher, Missernten durch Dürre kommen vor; nur die Herbste sind auch hier ziemlich lange warm, heiter, thaureich. Stürme und Hagelschlag sind strichweise häufig. Für den Wein insbesondere, dessen Anbau Niederösterreich vor Oberösterreich voraus hat, ist das Klima keineswegs günstig; bald erfriert er im Frühlinge, bald hat er nicht genug Feuchtigkeit im Frühsommer, bald nicht genug andauernde Wärme im Spätsommer, so dass im Durchschnitt nur jedes vierte oder fünfte Jahr zu den günstigen Weinjahren gehört. Für die Wiesen sind häufig die Jahrgänge zu trocken. Im östlichen Theile von Niederösterreich ist also im Allgemeinen das Gedeihen der Feld-, Garten- und Wiesenprodukte weniger gleichmässig und sicher als im Westen dieses Bezirkes.

Wir geben hier die Normalwerthe von Linz als Beispiel des noch vorwiegenden Einflusses der Berge, und von Wien als Repräsentanten des Ueberganges zum pontischen Klima.

Station **Linz** 1159 Fuss.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur												
Normalmittel												
—1·50	—2·41	—0·53	2·28	7·13	10·94	13·85	14·62	14·45	11·41	7·40	1·59	6·60
Durchschnittliches Maximum (19 Jahre)												
5·50	5·59	6·41	10·94	17·15	21·45	22·93	24·19	23·47	20·23	16·27	9·61	
Absolutes Maximum												
11·2	9·5	10·6	16·5	20·2	24·2	25·5	28·1	27·5	23·3	20·6	14·9	
Durchschnittliches Minimum (19 Jahre)												
—9·74	—11·04	—8·58	-6·05	—0·60	3·56	7·59	8·97	7·99	4·41	—0·19	—4·63	
Absolutes Minimum												
—16·7	—18·7	—14·6	—11·2	—2·9	0·8	5·6	5·8	5·0	0·0	—6·8	—9·0	
Feuchtigkeit in %												
Mittel aus 18 Jahren												
89·0	90·2	73·5	79·3	69·9	69·9	72·8	72·3	72·2	73·6	83·4	87·5	77·8
Durchschnittliches Minimum												
62·1	59·6	51·0	41·6	31·8	34·6	37·5	36·7	42·5	44·1	45·9	55·0	
Absolutes Minimum												
41	37	30	18	12	23	20	24	30	33	26	35	
Niederschlag in Pariser Mass												
Normalmittel aus 18—19 Jahren												
22·51	18·16	14·77	20·99‴	23·93‴	30·66‴	39·38‴	40·26‴	38·63‴	23·03‴	17·91‴	23·13‴	26·11″
Grösste Monats-Summen												
50·10‴	48·06‴	30·30‴	41·24‴	56·31‴	59·50‴	66·66‴	70·60‴	77·33‴	39·67‴	44·62‴	81·01‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
4·62″	6·30″	9·86″	5·34″

Station **Wien** 615 Fuss.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur												
Normalmittel												
0·20	—1·35	0·53	3·51	8·16	12·54	15·14	16·44	16·10	12·66	8·33	3·43	7·97
Durchschnittliches Maximum (23 Jahre)												
7·70	7·20	8·92	12·72	18·30	22·33	24·77	25·72	25·70	22·07	18·32	11·58	
Absolutes Maximum												
15·2	11·5	13·0	18·0	22·8	26·5	27·4	29·6	28·2	26·0	20·8	17·2	
Durchschnittliches Minimum (23 Jahre)												
—8·20	—9·91	—7·25	—4·99	—0·98	2·89	8·25	9·41	7·96	4·18	7·96	—4·59	
Absolutes Minimum												
—12·8	—18·8	—16·0	—10·4	—5·3	—1·3	5·9	6·7	4·5	0·8	—4·0	—11·0	
Feuchtigkeit in %												
Mittel aus 23 Jahren												
83·5	84·6	79·5	72·9	64·9	66·1	64·7	63·9	66·9	69·9	76·3	80·4	71·1
Durchschnittliches Minimum												
49·5	47·3	41·4	32·5	27·3	28·6	31·5	29·7	28·7	34·4	38·7	43·8	
Absolutes Minimum												
30	29	18	17	6	17	20	20	10	27	30	26	
Niederschlag in Pariser Mass												
Normalmittel aus 18 Jahren												
18·01‴	14·80‴	13·32‴	19·71‴	18·90‴	28·82‴	28·61‴	29·19‴	28·77‴	18·46‴	17·05‴	18·63‴	21·19″
Grösste Monats-Summen												
37·20‴	30·90‴	27·40‴	41·79‴	45·39‴	54·08‴	76·57‴	71·01‴	52·89‴	35·70‴	35·84‴	42·60‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
3·84″	5·62″	7·21″	4·51″

8. Das östliche Vorland der Alpen.

(Der äusserste Südosten von Niederösterreich, Mittel- und Unter-Steiermark, Unter-Krain, das westliche Randgebiet Ungarns, Binnenkroatien, Slavonien.)

Wo die Alpen, sich einsenkend unter das tertiäre und diluviale Schuttland, nach Osten hin verschwinden und nur niedrigere Hügelreihen oder vorgeschobene Plateaux der letzten Ausläufer der Alpen den Boden zusammensetzen, mit einer Neigung gegen das ungarische Tiefland, erfährt der erkältende Einfluss der Alpen eine bedeutende Milderung durch die aus Osten und Südosten kommenden wärmeren Frühlings-, Herbst- und Sommerlüfte; und die Mitte des Winters, die auch im Steppenlande grosse Kälte bringt, unterliegt hier ebenfalls durch kurze Zeit einer bedeutenden Erniedrigung der Temperatur.

Ueberdiess ist die Grenze der Provinz der Aequinoctialregen nahe, so dass die Frühlinge und Herbste in manchen Jahrgängen von häufigen warmen Sciroccalregen heimgesucht werden und auch im Winter nicht selten warme Winde eintreten. Dieser Bezirk ist ein Uebergangsgebiet zwischen dem Alpenlande, der oceanischen und der pontischen Provinz Europas.

Die für die Bodencultur bedeutsamsten Eigenthümlichkeiten des Klimas sind: frühes Ende des eigentlichen Winters, Unbeständigkeit des dann folgenden Frühlings mit vielen kurzen Recidiven, so dass Spätfröste und kalte Nebel am Gebirgsrande noch bis in den Mai nicht selten vorkommen; rasches Eintreten der Sommerhitze im Juni, mit grosser Trockenheit, die oft allen Feldfrüchten, mit Ausnahme des Maises, schadet, übrigens doch nur selten eigentliche Missjahre verschuldet; gewöhnlich lange, schöne, warme Herbste, die den Trauben und den Nachfrüchten, besonders dem Buchweizen, günstig sind; ziemlich kalte Winter mit nur dünner Schneedecke, manchmal mit Sciroccalregen und darauffolgender Eiskälte, so dass eine glatte Eisdecke den Boden bedeckt, was den Saaten wie dem Grasland — jedoch meist nur local — Schaden bringt.

Im Ganzen also sehr günstige Anlage, deren Schädlichkeiten meist nur beschränkt auftreten.

Hieher gehören die Stationen Graz und Gleichenberg in Mittel- und Unter-Steiermark.

Station **Graz** 1173 Fuss.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur Normalmittel												
−1·06	−2·10	+0·0	2·98	7·64	11·44	14·78	15·72	15·20	12·10	8·34	2·67	7·31
Durchschnittliches Maximum (15 Jahre)												
6·51	5·89	9·25	11·63	18·29	21·89	22·81	24·84	24·39	21·33	17·12	10·90	
Absolutes Maximum												
9·5	8·5	14.2	15·9	21·9	25·3	27·4	28·4	27·0	23·2	18·8	14·2	
Durchschnittliches Minimum (15 Jahre)												
−9·28	−9·78	−7·77	−4·57	0·42	4·19	8·96	10·15	8·36	5·18	0·21	−4·74	
Absolutes Minimum												
−15·4	−15·7	−15·1	−9·8	−3·1	0·9	7·2	8·8	6·3	1·3	−6·0	−9·4	
Feuchtigkeit in % Mittel aus 15 Jahren												
86·0	86·6	80·2	74·6	66·3	67·6	65·7	66·4	70·1	73·4	80·3	83·9	75·1
Durchschnittliches Minimum												
52·5	50·8	34·7	36·3	30·3	30·3	31·5	32·8	35·9	40·4	45·7	46·5	
Absolutes Minimum												
25	32	20	26	16	20	20	24	23	33	36	29	
Niederschlag in Pariser Mass Normalmittel aus 15 Jahren												
19·60'''	11·44'''	9·11'''	22·60'''	20·87'''	34·87'''	41·81'''	43·09'''	44·75'''	29·90'''	24·19'''	24·39'''	27·22''
Grösste Monats-Summen												
61·98'''	31·83'''	29·44'''	50·28'''	44·46'''	78·37'''	93·60'''	72·62'''	103·82'''	56·46'''	66·27'''	55·82'''	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
3·35''	6·53''	10·80''	6·54''

Station **Gleichenberg** 874 Fuss.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur												
Normalmittel												
—1·22	—2·30	—0·43	2·70	7·38	11·24	14·31	14·78	15·33	12·20	8·60	2·75	7·11
Durchschnittliches Maximum (5 Jahre)												
6·60	5·70	7·78	11·38	18·52	21·66	24·36	24·50	25·52	22·94	17·26	11·12	
Absolutes Maximum												
9·0	9·1	11·2	15·0	21·0	24·0	26·4	26·0	27·5	24·0	19·0	13·8	
Durchschnittliches Minimum (5 Jahre)												
—6·20	—10·50	—8·18	- 3·12	—1·20	2·94	7·96	8·44	7·14	4·78	—0·06	—2·98	
Absolutes Minimum												
—7·7	—16·4	—12·7	—9·0	—3·4	1·1	6·4	7·5	5·7	1·8	—1·0	—4·0	
Feuchtigkeit in %												
Mittel aus 4 Jahren												
87·9	87·5	83·6	78·9	72·0	72·0	78·7	77·2	78·8	79·3	82·9	88·7	80·6
Durchschnittliches Minimum												
55·3	48·2	41·3	33·2	32·8	27·5	36·5	38·7	42·3	38·2	49·3	54·8	
Absolutes Minimum												
40	38	28	31	26	21	29	27	30	32	39	48	
Niederschlag in Pariser Mass												
Normalmittel aus 5 Jahren												
7·49‴	17·70‴	19·28‴	16·31‴	12·70‴	26·55‴	40·85‴	41·23‴	30·56‴	20·36‴	17·50‴	24·16‴	22·88″
Grösste Monats-Summen												
14·45‴	36·12‴	46·95‴	31·58‴	17·26‴	34·84‴	61·32‴	78·84‴	59·96‴	49·41‴	38·22‴	44·53‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
3·71″	4·61″	9·39″	5·17″

D. Innerhalb der pontischen Provinz.

9. Die Karpaten.

(Gebirgsinsel in der pontischen Provinz.)

Die Wirkung dieses Gebirgszuges auf Temperatur-Erniedrigung, Regenmenge und Feuchtigkeit ist zwar analog wie bei den Alpen, jedoch wegen der geringeren Breitenausdehnung und Massenerhebung, dann wegen der so zahlreichen von der Ebene her tief einschneidenden Thäler und Buchten nicht so entschieden; die trockenkalten sarmatischen Winde einerseits, die trockenen, warmen Luftströmungen aus der ungarischen Tiefebene andererseits, behalten hier noch immer einigen Einfluss, so dass insbesondere die Feuchtigkeitszustände und Niederschläge minder beständig hervortreten.

Auch die Extreme der Temperaturen sind in den Karpaten weniger gemildert als in den mächtigeren Alpen, und findet hierdurch einige Annäherung an das excessive Klima der benachbarten Steppenländer statt. Trockene Jahre kommen hier nicht selten vor. Die Gewitter sind besonders gewaltig.

Zur Repräsentation des Karpatenklimas mögen die Stationen Kesmark, Leutschau, Árva und Schemnitz dienen.

Station **Kesmark** 1966 Fuss.

Temperatur

Normalmittel

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
-3·64	-4·68	-2·82	-0·31	4·59	9·51	12·38	13·00	12·61	9·52	6·06	0·43	4·72

Durchschnittliches Maximum (15 Jahre)

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
4·21	3·66	5·25	8·64	15·62	20·41	22·49	22·54	22·63	20·27	15·70	9·69	

Absolutes Maximum

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
8·5	5·5	9·3	15·0	20·5	23·8	25·0	24·6	25·2	23·9	20·2	14·0	

Durchschnittliches Minimum (15 Jahre)

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
-16·86	-16·80	-14·49	-10·78	-3·67	1·32	6·42	7·03	5·31	0·09	-2·72	-11·22	

Absolutes Minimum

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
-24·0	-22·1	-21·0	-16·8	-7·9	-2·2	4·1	5·8	2·2	-2·9	-8·1	-18·6	

Feuchtigkeit in %

Mittel aus 8 Jahren

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
87·9	77·2	76·5	73·4	69·8	69·3	59·3	72·0	74·1	76·2	82·4	87·2	75·4

Durchschnittliches Minimum

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
55·6	67·5	65·1	46·1	32·8	28·7	35·0	40·7	40·3	37·5	42·0	52·6	

Absolutes Minimum

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
36	56	56	33	24	23	29	36	30	28	29	40	

Niederschlag in Pariser Mass

Normalmittel aus 15 Jahren

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
13·92	10·13	11·36	13·76‴	17·24‴	28·85‴	38·19‴	45·04‴	30·54‴	16·69‴	15·82‴	11·13‴	21·06″

Grösste Monats-Summen

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
29·14‴	18·02‴	34·80‴	26·80‴	45·48‴	44·68‴	57·94‴	71·52‴	51·89‴	34·20‴	56·80‴	28·34‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
2·95″	4·99″	9·48″	3·64‴

Station **Leutschau** 1632 Fuss.

Temperatur

Normalmittel

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
-2·72	-3·71	-1·25	1·18	5·79	10·12	13·37	14·28	13·26	10·57	7·40	1·50	5·82

Durchschnittliches Maximum (15 Jahre)

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
4·13	4·21	5·23	10·16	16·12	19·95	22·45	22·88	22·67	20·40	15·81	8·87	

Absolutes Maximum

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
8·0	6·2	8·8	14·5	21·0	22·8	25·1	25·6	25·2	23·3	19·0	12·4	

Durchschnittliches Minimum (15 Jahre)

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
-12·71	-13·27	-11·11	-7·59	-2·27	1·80	6·26	8·03	6·67	2·40	-0·25	-7·23	

Absolutes Minimum

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
-20·0	-19·0	-15·8	-15·0	-5·9	-3·3	3·8	5·8	3·3	-0·6	-3·9	-13·5	

Feuchtigkeit in %

Mittel aus 5 Jahren

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
87·7	85·7	81·3	77·9	65·3	67·9	66·0	66·1	68·3	68·3	76·5	83·1	74·5

Durchschnittliches Minimum

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
61·5	53·0	41·0	40·7	34·7	29·0	34·7	39·7	38·7	37·7	43·7	46·0	

Absolutes Minimum

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
45	46	38	34	26	30	26	34	31	32	44	33	

Niederschlag in Pariser Mass

Normalmittel aus 15 Jahren

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
16·58‴	12·61‴	14·45‴	17·56‴	17·02‴	29·08‴	43·90‴	44·39‴	32·82‴	22·34‴	17·15‴	16·66‴	23·72″

Grösste Monats-Summe

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
38·46‴	26·62‴	44·29‴	33·45‴	49·20‴	51·71‴	95·60‴	96·69‴	52·35‴	50·62‴	55·68‴	38·93‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
3·64″	5·31″	10·09″	4·68″

Station **Arva-Váralja** 1513 Fuss.

Temperatur

Normalmittel

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
—3·89	—4·52	—3·28	0·18	4·38	8·39	12·32	12 96	12·13	9·39	6·06	0·60	4·81

Durchschnittliches Maximum (21 Jahre)

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
5·54	4·43	5·37	9·50	16·31	21·38	22·67	23·06	23·14	19·77	16·26	10·39	

Absolutes Maximum

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
11·3	8·4	10·3	15·2	20·5	25·2	24·8	26·0	26·0	23·0	21·6	13·5	

Durchschnittliches Minimum (21 Jahre)

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
—15·63	—17·62	—15·76	—12·29	—5·26	—0·47	4·67	5·71	4·04	0·39	—3·10	—9·90	

Absolutes Minimum

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
—27·5	—26·5	—26·3	—21·0	—13·8	—4·2	1·1	3·7	0·7	—2·5	—10·8	—20·8	

Feuchtigkeit in %

Mittel aus 4 Jahren

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
85·3	87·4	88·4	88·1	81·8	82·8	75·3	72·6	76·5	79·4	81·5	79·5	80·7

Durchschnittliches Minimum

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
62·5	62·3	51·0	43·0	37·3	35·3	39·0	42·8	47·5	48·8	51·3	68·0	

Absolutes Minimum

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
57	47	42	28	22	31	31	41	36	36	42	63	

Niederschlag in Pariser Mass

Normalmittel aus 6—7 Jahren

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
36·07‴	23·65‴	28·16‴	20·05‴	21·69‴	23·70‴	37·53‴	46·06‴	48·58‴	28·73‴	35·83‴	40·64‴	32·56″

Grösste Monats-Summen

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
66·57‴	33·06‴	45·68‴	29·04‴	80·18‴	31·94‴	67·38‴	76·51‴	74·67‴	54·43‴	64·35‴	59·00‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
7·32″	5·46‴	11·01″	8·77″

Station **Schemnitz** 1836 Fuss.

Temperatur

Normalmittel

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
—1·98	—2·83	—1·20	1·07	5·52	9·71	13·19	13·93	13·47	10·32	6·77	1·51	5·96

Durchschnittliches Maximum (20 Jahre)

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
4·28	3·76	5·24	8·24	14·75	19·12	20·82	22·04	21·19	17·56	14·49	8·65	

Absolutes Maximum

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
10·8	8·4	8·0	13·7	19·1	22·5	22·7	25·6	25·0	20·0	18·1	12·7	

Durchschnittliches Minimum (20 Jahre)

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
—8·98	—10·46	—8·37	—6·16	—1·05	2·81	7·12	7·97	7·35	3·46	0·58	—6·26	

Absolutes Minimum

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
—14·4	—19·2	—13·6	—12·7	—5·6	—0·4	4·4	3·8	3·2	0·2	—3·6	—11·4	

Feuchtigkeit in %

Mittel aus 5 Jahren

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
85·3	85·0	83·3	79·6	64·1	63·2	62·8	65·9	76·4	71·4	82·3	85·1	75·4

Durchschnittliches Minimum

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
54·3	52·2	44·0	43·8	35·4	30·8	32·4	35·6	51·0	43·5	50·8	45·2	

Absolutes Minimum

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
41	34	37	30	25	25	28	29	28	31	34	23	

Niederschlag in Pariser Mass

Normalmittel aus 14 Jahren

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
51·10‴	26·87‴	23·51‴	27·97‴	19·27‴	27·38‴	35·36‴	37·14‴	38·88‴	18 66‴	34·97‴	29·36‴	30·05″

Grösste Monats-Summen

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
191·92‴	74·92‴	74·20‴	77·80‴	63·25‴	80·00‴	99·49‴	53·83‴	77·00‴	41·00‴	57·00‴	77·19‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
8·46″	6·22″	8·45″	6·92″

10. Der sarmatische Bezirk.

(Nördliche Vorlagen der Karpaten und podolisches Tiefland, in Galizien und Bukowina.)

Die regierenden Localeinflüsse sind hier die trockenkalte sarmatische Ebene im Norden, und die mehr oder minder hohen, Feuchtigkeit und Regen spendenden Karpaten im Süden; nur zu einem kleinen Theile auch die sommerliche Luft der ungarischen Ebene, welche manchmal durch die tieferen Pässe des Gebirges nach Norden hinüberzieht. Lange, kalte Winter mit tiefer Schneedecke und ziemlich unstäte, mässig warme Sommer, vielfach wechselnde Luftströmungen, worunter scharfe nördliche und nordöstliche, dann oftmalige Spätfröste und früh eintretende Herbstfröste charakterisiren dieses Gebiet.

Bezüglich des Einflusses auf die Bodencultur ist zu bemerken, dass das Klima der sarmatischen Länder, obgleich im Ganzen dem Steppenklima nahe verwandt, durch die verschiedenen Höhenlagen, durch die mehr oder minder bewaldeten oder kahlen Höhen, sowie durch die Oeffnung der Thäler nach Norden, Nordosten oder Osten verschiedene Modificationen erleidet; als die günstigste klimatische Lage kann jene der Niederungen in der Bukowina bezeichnet werden, wo die Nähe bewaldeter ausgedehnter Berge die Trockenheit mildert, während die östliche Exposition der Erwärmung ausserordentlich günstig ist. Da der Charakter des pontischen Klimas in den langen kalten Wintern und der rasch zunehmenden Wärme im Frühlinge besteht, worauf dann eine Periode grösserer Trockenheit zu folgen pflegt, so kommt es bei der Cultur dieses Landes ausserhalb der Gebirgstheile darauf an, die Feldfrüchte und die Bestellungsarbeiten so zu wählen, dass die hauptsächliche Entwicklung der Pflanzen in die Zeit vor der grossen Dürre fällt; da jedoch dieses nicht immer gelingt, ist es erklärlich, dass selbst in den vermöge ihres Bodens dem Ackerbau günstigen Theilen des Gebietes nicht selten Missjahre eintreten. Gegen die Schärfe des Winters gibt es allerdings keine allgemeinen Culturmassregeln, und auch diese Seite des Klimas bringt nicht selten Misswachs hervor.

Zur Charakterisirung dieser Länder geben wir hier die vorhandenen Daten für Krakau, Lemberg und Biala; aus der Bukowina liegt noch keine genügende Beobachtungsreihe vor.

Station **Krakau** 683 Fuss.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur												
Normalmittel												
—2·26	—2·96	—1·36	1·30	6·25	10·67	14·13	14·85	13·80	10·95	7·41	1·47	6·19
Durchschnittliches Maximum (23 Jahre)												
5·56	5·00	6·61	10·59	16·71	21·16	23·15	23·28	23·41	20·73	17·27	9·98	
Absolutes Maximum												
13·0	7·0	10·9	15·5	20·8	25·7	26·4	26·3	26·8	24·9	20·8	14·2	
Durchschnittliches Minimum (23 Jahre)												
—12·21	—14·69	—12·19	—7·94	—2·22	1·96	6·86	8·50	6·57	2·01	—8·09	—6·90	
Absolutes Minimum												
—24·2	—24·5	—23·0	—17·6	—7·0	—1·0	4·4	5·6	4·2	—0·6	—5·6	—15·5	
Feuchtigkeit in %												
Mittel aus 17 Jahren												
92·2	91·5	89·2	85·1	74·3	72·4	74·2	76·1	78·0	79·5	83·5	89·3	82·1
Durchschnittliches Minimum												
65·4	62·5	55·0	47·2	36·4	31·8	36·9	40·8	44·9	44·7	45·6	57·7	
Absolutes Minimum												
46	39	27	31	22	21	24	32	36	36	30	43	
Niederschlag in Pariser Mass												
Normalmittel aus 18—20 Jahren												
16·89‴	11·38‴	12·96‴	14·95‴	15·31‴	22·49‴	34·09‴	40·46‴	30·12‴	19·62‴	17·30‴	17·48‴	21·09″
Grösste Monats-Summen												
32·99‴	21·46‴	28·13‴	33·78‴	36·60‴	34·74‴	54·02‴	76·68‴	91·68‴	43·41‴	43·53‴	55·83‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
3·44″	4·40″	8·72″	4·53″

Station **Lemberg** 895 Fuss.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur												
Normalmittel												
—2·30	—3·03	—2·15	0·78	5·94	11·39	14·77	15·57	15·45	11·37	7·82	1·70	6·44
Durchschnittliches Maximum (21 Jahre)												
4·89	4·08	5·22	9·71	17·06	21·90	23·49	24·60	24·39	20·93	16·81	10·37	
Absolutes Maximum												
9·0	6·9	9·0	16·8	21·0	25·8	26·6	27·6	27·2	24·8	22·4	15·0	
Durchschnittliches Minimum (21 Jahre)												
—10·55	—12·62	- 11·79	—8·43	—1·99	2·43	7·63	9·65	8·38	3·61	—0·17	—5·44	
Absolutes Minimum												
—22·6	—22·5	—24·4	—16·4	—10·0	—1·0	3·0	8·4	5·0	0.9	—4·5	—10·2	
Feuchtigkeit in %												
Mittel aus 17 Jahren												
85·9	81·8	79·1	77·6	68·2	65·9	67·4	68·5	73·7	77·0	79·6	83·7	75·7
Durchschnittliches Minimum												
63·1	64·3	60·3	51·5	38·3	36·0	40·1	39·8	42·8	45·2	48·3	54·0	
Absolutes Minimum												
37	31	21	36	22	24	29	14	26	25	28	28	
Niederschlag in Pariser Mass												
Normalmittel aus 19 Jahren												
18·06	19·90	18·49	23·78‴	23·61‴	32·00‴	44·73‴	42·20‴	35·63‴	21·47‴	18 24‴	18·25‴	26·36″
Grösste Monats-Summen												
34·38‴	43·12‴	31·79‴	65·54‴	66·00‴	61·56‴	105·21‴	87·86‴	67·21‴	44·10‴	46·07‴	45·40‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
4·70″	6·63″	10·21‴	4·93″

Station **Biala** 996 Fuss.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur Normalmittel												
−0·70	−1·72	−0·32	+2·12	6·58	10·92	14·04	14·83	13·57	11·74	8·63	2·59	6·86
Durchschnittliches Maximum (11 Jahre)												
7·85	7·81	8·51	11·55	17·93	21·76	22·91	23·62	24·72	22·06	17·33	11·85	
Absolutes Maximum												
12·6	22·0	11·9	17·4	22·2	24·3	25·2	26·0	26·3	25·0	20·4	15·2	
Durchschnittliches Minimum (11 Jahre)												
−9·40	−12·35	−8·44	−5·45	−0·73	2·03	7·76	8·98	7·87	4·93	0·15	−6·34	
Absolutes Minimum												
−18·2	−17·1	−15·6	−10·6	−8·0	−2·2	3·7	7·2	3·8	1·4	−2·0	−15·0	
Feuchtigkeit in % Mittel aus 11 Jahren												
85·7	32·0	80·6	78·7	73·7	63·1	74·1	73·6	75·6	76·8	79·1	85·1	77·4
Durchschnittliches Minimum												
53·6	41·1	46·0	41·5	34·3	33·7	39·8	40·4	41·1	43·0	44·2	54·1	
Absolutes Minimum												
36	39	29	23	21	21	27	22	28	41	36	30	
Niederschlag in Pariser Mass Normalmittel aus 11 Jahren												
24·95	18·31	22·85	21·52‴	27·59‴	27·19‴	46·10‴	43·77‴	36·04‴	26·71‴	23·29‴	22·46‴	28·40″
Grösste Monats-Summen												
63·25‴	39·18‴	45·58‴	30·36‴	56·48‴	43·26‴	101·94‴	84·00‴	57·45‴	53·52‴	58·76‴	33·51‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
5·51″	5·36″	10·49″	6·03″	28·40″

11. Die ungarische Tiefebene.

Die hervorragendsten Eigenschaften des Klimas dieser Gegend sind: die grossen Extreme der Temperatur, die Kälte des Winters bis in den März, welche jener des Erzgebirges fast gleich kommt, dann das ungemein rasche Steigen der Wärme vom März bis gegen Ende Mai, wo sie nahezu die Höhe wie in Oberitalien erreicht, und die gleichzeitige grosse Trockenheit der Luft, welche in der Regel die herankommenden sommerlichen Regenwolken rasch aufzehrt und reichlichere Niederschläge verhindert *). Hiedurch ist das Klima der ungarischen Tiefebene im Nachtheile selbst gegen das noch heissere der ersten Regenprovinz; denn es

*) Der Umstand, dass die sommerlichen Niederschläge in diesem Gebiete in den meisten Jahren so unbedeutend sind, hat hie und da die Ansicht hervorgerufen, Ungarns Tiefland gehöre nicht mehr zur Provinz der Sommerregen, sondern zu jener der Aequinoctialregen. Das wahre an der Sache ist, dass nach der allgemeinen meteorischen Anlage die Luftströmungen über dem Tieflande sich so verhalten, wie im ganzen Gebiete der Sommerregen, und in der That auch während des Sommers häufiger als zu den anderen Jahreszeiten in der Höhe Wolken erzeugen, die anderwärts in reichlichen Regengüssen herabkommen würden; dass aber der aus einer weiten, trockenen, theilweise sandigen Ebene aufsteigende mächtige warme Luftstrom die schon beginnende Condensation wieder hintertreibt. Im Sommer ist also hier mehr die Zeit der regendrohenden Wolken als der wirklichen Regen. Im Gebiete der Aequinoctialregen hingegen gibt es zur Sommerszeit nicht nur wenig Regen, sondern ebensowenig regendrohende Wolken.

bringt keine ergiebigen Aequinoctialregen mit sich, die dem Boden im Frühlinge grosse Feuchtigkeit geben könnten, die Sommerregen aber kommen, wie eben erwähnt, selten zu Stande; die äquatorialen Strömungen sammt dem Scirocco finden selbst an den Nordkarpaten keine so reichliche Condensation, wie an den Bergkämmen der Seealpen, und selbst Gewitterregen treten in der Ebene selten auf.

Daher gedeihen in der eigentlichen Steppe selbst auf günstigem Boden nur spärliche Holzgewächse; die jährliche Vegetation muss zwischen April, wo bisweilen noch Nachtfröste eintreten, und Mitte oder Ende Juni, wo die Dürre deren weitere Entwicklung hindert, zum Abschlusse kommen. Abgesehen von den oft noch später im Mai und selbst Juni vorkommenden Nachtfrösten reicht jene kurze Zeit selten hin, um die Jahresringe der Holzgewächse gehörig auszubilden und kann eben vorwiegend nur ein- oder zweijährige Gewächse zum Gedeihen bringen, während im noch heisseren Karstgebiete, wo aber die Vegetation um einen Monat früher beginnt und im Herbste die Knospen längere Zeit zur vorläufigen Ausbildung haben, das Klima überall den Holzwuchs zulässt. Nur auf den einzelnen Rücken, welche in der Steppe sich um etwa 100 bis 200′ höher erheben, längs der Flüsse, wo die Bodenfeuchtigkeit durch Seihwässer grösser ist, dann im Randgebiete der Ebene gegen die Karpaten oder den Bakonyerwald hin sind die klimatischen Bedingungen für den Holzwuchs günstiger.

Es gehört übrigens zu den bemerkenswerthen Eigenthümlichkeiten dieses Gebietes, dass zwischen die vorwiegend trockenen Jahre sich auch, wie im Karstgebiete, Reihen von feuchteren Jahren einschieben, so dass die Mittelwerthe kein rechtes Bild von der Trockenheit der meisten Jahrgänge geben können.

Selbst die durchschnittliche Vertheilung des Regens auf die Jahreszeiten und Monate gibt auch kein rechtes Bild von der Gestaltung der Regenverhältnisse. In sehr vielen Jahren gibt es im Sommer lange Perioden der Dürre, und in Folge derselben Misswachs. Von 75 Jahren, welche dem Jahre 1864 vorangingen, waren 22 Missjahre, worunter 19 durch Dürre *) nur 3 durch Nässe oder Frost veranlasst.

In der beigegebenen Karte ist das Gebiet des eigentlichen Steppenklimas, welches nicht selten zu einem Nothstandsgebiete wird, besonders ausgeschieden.

*) In Ungarisch-Altenburg z. B. gab es solche traurige Sommerperioden
1862, wo es vom 5. Mai bis 22. September in 140 Tagen nur regnete 3″ ⎫ in lauter kleinen
1863 „ „ „ 19. Juni „ 31. October „ 134 „ „ „ 3·4″ ⎬ unwirksamen
1865, „ „ „ „ 137 „ „ „ 2·7″ ⎭ Niederschlägen.

In der 10monatlichen Periode vom 1. September 1865 bis 20. Juni 1866 fielen nur 9·7″, und in den 12 Monaten vom 1. Juli 1862 bis 30. Juni 1863 nur 10·8″.

Auch 1856, 1857, 1858 hatten nur je 12—18″ Regen (Prof. Hecke).

Als Beispiele geben wir die monatlichen Normalwerthe von Ofen Debreczén und Szegedin.

Station **Ofen** 324 Fuss.

	Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur R.													
Normalmittel	−0·40	−1·15	+1·11	4·04	8·73	13·35	16·87	17·76	17·26	13·79	9·67	3·58	8·72
Durchschnittliches Maximum (14 Jahre)	6·77	6·13	7·64	11·95	18·97	22·85	24·94	26·03	25·54	22·66	18·82	11·77	
Absolutes Maximum	11·3	8·4	12·5	16·2	21·4	26·8	27·2	28·0	27·8	27·8	24·5	16·8	
Durchschnittliches Minimum (14 Jahre)	−7·06	−7·72	−6·22	−2·65	1·69	5·54	10·45	11·09	10·55	6·86	2·16	−4·11	
Absolutes Minimum	−11·6	−15·7	−14·2	−7·0	−1·7	2·2	8·0	3·0	8·6	2·0	−1·7	−8·0	
Feuchtigkeit in %													
Mittel aus 9 Jahren	85·9	85·6	81·1	73·3	60·3	58·6	56·5	55·6	60·6	60·8	70·3	79·9	69·0
Durchschnittliches Minimum	54·2	55·1	43·9	36·1	28·1	27·9	26·7	26·4	32·0	29·3	34·6	40·4	
Absolutes Minimum	43	46	28	27	19	19	21	21	25	21	21	23	
Niederschlag in Pariser Mass													
Normalmittel aus 12—14 Jahren	18·03‴	14·22‴	8·39‴	17·35‴	13·79‴	26·61‴	21·46‴	18·11‴	19·85‴	14·62‴	14·81‴	18·22‴	17·12″
Grösste Monats-Summen	42·66‴	34·20‴	18·72‴	48·13‴	43·59‴	83·70‴	41·04‴	35·47‴	49·73‴	30·90‴	34·80‴	36·72‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
3·39″	4·81″	4·95″	3·97″

Station **Debreczén** 401 Fuss.

	Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur R.													
Normalmittel	−1·01	−1·91	0·50	3·61	8·55	13·40	16·89	17·90	17·09	13·77	9·79	3·95	8·54
Durchschnittliches Maximum (18 Jahre)	6·94	5·95	7·19	12·50	18·49	23·03	25·57	26·85	26·60	23·55	19·24	12·89	
Absolutes Maximum	10·2	11·4	11·0	17·2	24·0	29·4	29·0	32·5	31·0	28·4	23·8	17·4	
Durchschnittliches Minimum (18 Jahre)	−9·60	−10·59	−8·20	−4·19	0·86	4·48	9·82	11·43	9·51	5·64	1·07	−5·13	
Absolutes Minimum	−15·6	−16·6	−17·4	−8·0	−2·4	−0·6	6·2	8·8	4·4	−0·2	−1·8	−11·4	
Niederschlag in Pariser Mass													
Normalmittel aus 6 Jahren	18·30‴	15·89‴	10·71‴	19·66‴	18·41‴	41·39‴	37·01‴	30·65‴	52·26‴	21·13‴	15·55‴	14·69‴	24·63″
Grösste Monats-Summen	32·36‴	30·95‴	17·03‴	39·59‴	39·00‴	55·85‴	41·19‴	47·35‴	73·13‴	36·30‴	24·63‴	20·42‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
3·74″	6·62″	9·99″	4·28″

Station **Szegedin** 279 Fuss.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur R.												
Normalmittel												
—0·02	—0·86	+1·48	4·10	9·45	13·58	16·97	18·22	17·42	13·84	10·08	3·98	9·02
Durchschnittliches Maximum (13 Jahre)												
8·07	7·57	9·21	13·61	20·06	23·82	25·92	26·99	26·09	23·45	20·45	13·55	
Absolutes Maximum												
11·6	13·0	13·8	18·4	23·6	26·4	28·8	29·4	28·6	25·5	26·1	15·8	
Durchschnittliches Minimum (13 Jahre)												
—9·02	—10·25	—7·12	—3·52	1·43	5·89	10·26	11·46	10·09	5·68	1·27	—4·89	
Absolutes Minimum												
—15·3	—18·0	—15·2	—8·6	0·0	3·2	7·0	9·0	8·6	1·2	—3·6	—9·2	
Feuchtigkeit in %												
Mittel aus 2 Jahren												
85·2	89·3	81·7	78·3	60·3	71·7	74·0	71·8	75·6	73·9	84·3	84·8	77·6
Niederschlag in Pariser Mass												
Mittel aus 11—14 Jahren												
19·60‴	17·40‴	13·94‴	14·76‴	16·64‴	22·44‴	22·45‴	18·32‴	24·98‴	11·61‴	12·51‴	20·46‴	17·93″
Grösste Monats-Summen												
49·54‴	49·55‴	37·60‴	32·52‴	31·96‴	39·30‴	50·10‴	38·10‴	74·56‴	21·56‴	24·40‴	48·32‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
4·25″	4·49″	5·48″	3·72″

12. Das siebenbürgische Binnenland.

Die bedeutendere Höhe der ringsherum gelagerten Karpaten macht hier den Einfluss des Bergklimas verhältnissmässig mehr überwiegend als in dem ähnlich gestalteten, aber von niedrigeren Bergzügen umschlossenen böhmischen Binnenlande.

Die nahe Grenze der Aequinoctialregen verleiht hier der Sommermitte und dem Anfange des Herbstes ziemlich trockenes Wetter, welches den Wein begünstiget und den Feldfrüchten, die von den Mai- und Juniregen hinreichende Feuchtigkeit erhalten haben, nicht mehr schadet.

Zur Repräsentation besitzen wir Monats-Normalen nur von Hermannstadt.

Station **Hermannstadt** 1306 Fuss.

Decemb.	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Octob.	Nov.	Jahr
Temperatur												
Normalmittel												
−2·23	−3·08	−0·77	2·69	7·07	11·76	14·50	15·42	15·15	11·62	8·09	2·62	6·90
Durchschnittliches Maximum (20 Jahre)												
6·90	6·56	8·13	13·51	17·83	21·86	23·78	24·75	24·89	21·52	18·67	13·26	
Absolutes Maximum												
11·4	13·4	12·4	19·6	23·0	25·9	27·3	27·1	27·3	25·7	24·2	17·8	
Durchschnittliches Minimum (20 Jahre)												
−12·36	−15·22	−11·40	−7·69	−2·41	2·79	7·20	8·67	7·08	2·22	−1·59	−7·09	
Absolutes Minimum												
−20·4	−23·2	−24·6	−16·6	−6·6	−2·0	4·6	6·1	3·8	−1·0	−5·4	−18·6	
Feuchtigkeit in %												
Mittel aus 19 Jahren												
86·9	86·4	80·5	71·0	68·5	70·3	72·5	72·3	72·1	73·5	74·9	80·6	75·8
Durchschnittliches Minimum												
56·5	54·3	55·0	41·1	32·8	34·9	35·8	37·3	39·5	38·1	38·5	46·8	
Absolutes Minimum												
35	34	38	21	17	21	20	23	22	8	19	31	
Niederschlag in Pariser Mass												
Normalmittel aus 20 Jahren												
11·66‴	9·34‴	11·29‴	19·70‴	21·54‴	33·66‴	50·11‴	47·61‴	33·59‴	22·76‴	14·25‴	15·60‴	24·26″
Grösste Monats-Summen												
40·96‴	29·63‴	29·27‴	48·43‴	46·89‴	60·05‴	120·46‴	69·45‴	72·23‴	58·06‴	34·29‴	40·43‴	

Normalmittel der Jahreszeiten

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
2·69″	6·24″	10·94″	4·38″

Klimatographische Uebersicht der aussereuropäischen Welttheile.

Die anderen Welttheile können nicht mit der gleichen Ausführlichkeit behandelt werden wie Europa, da einestheils meistens noch die Daten für detaillirte Schilderungen und genauere Begrenzung der klimatischen Gebiete mangeln, anderntheils aber auch das Interesse und die Zwecke unserer meisten Leser uns hierin eine Beschränkung auferlegen. Es folgen daher nur kurze Charakteristiken von Amerika, Asien, Australien und Afrika, grösstentheils nach den so dankenswerthen klimatographischen Skizzen, welche Dr. Jul. Hann in den letzten 4—5 Jahrgängen der österr. Zeitschrift für Meteorologie sowie in den Sitzungsberichten der kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien veröffentlicht hat.

Amerika.

a) Nordamerika.

Das Festland von Nordamerika mit den im Norden und Süden anliegenden Inseln gehört drei klimatischen Zonen an: der arktischen, gemässigten und heissen. Begrenzen wir das Polarklima nach Süden hin durch die Jahres-Isotherme von 0°, so gehören in sein Gebiet: Grönland sammt dem westlich davon gelegenen Archipel, Labrador, die Hudsonsbailänder und das Territorium Aljaska, das ehemals russische Nordamerika. Während im Osten der 50. Breitegrad die Südgrenze bildet, liegt diese im Westen unter dem 60. Parallel. Die Wärmeverhältnisse des arktischen Nordamerika werden vorzüglich durch die eigenthümliche Vertheilung von Wasser und Land bedingt. Ein Blick auf die Karte lehrt, dass die eben namhaft gemachten Länder kein compactes Festland bilden, sondern im Norden aus grösseren und kleineren Inseln bestehen, während das Festland im Süden durch die Hudsonsbai und die zahlreichen grossen Seen vielfach getheilt und unterbrochen ist.

Ein durch Inseln getheiltes, von keiner warmen südlichen Strömung berührtes Polarmeer, wie das im Norden Amerikas, wirkt in zweifacher Hinsicht ungünstig auf die Temperatur. Im Winter überbrückt das Eis die schmalen Meerestheile zwischen den Inseln und das Ganze verwandelt sich in eine Art von Continent, der durch die Wärmestrahlung während der langen Polarnacht ebenso stark erkaltet, wie ein wirkliches Festland.

Im Sommer hingegen, wenn das Festland während der langen Tage sich rasch und stark erwärmt, wird dort alle Wärme der Sonnenstrahlung zur Schmelzung des Wintereises verbraucht, und die Lufttemperatur kann sich kaum über den Nullpunkt erheben. So ist es in der That der Fall im arktischen Nordamerika.

Die Temperaturverhältnisse desselben werden charakterisirt durch kalte Winter und kalte Sommer, also durch eine sehr niedrige Jahreswärme überhaupt. Der arktische Archipel von Nordamerika hat die tiefsten mittleren Jahrestemperaturen aufzuweisen, die wir überhaupt kennen, und ebenso die kältesten Sommer, die irgendwo an der Erdoberfläche anzutreffen sind. Nur im Territorium Aljaska und am oberen Mackenzie werden die Sommertemperaturen unter dem Einflusse der grösseren Continentalität beträchtlich höher, und hier kann während der 24stündigen Sommertage die Hitze sogar drückend werden. Dem entsprechend reicht auch die polare Waldgrenze hier über den Polarkreis hinaus, während sie in der Umgebung der Hudsonsbai tief unter den 60. Breitegrad hinabgeht. Die Wärmeverhältnisse des arktischen Nordamerika werden durch folgende Mitteltemperaturen charakterisirt:

Ort und Zeit	West-Grönland			Arktischer Archipel			
	Rensselaerhafen	Uperniwick	Godhaab	Northumberlandsund	Melville-Insel	P. Kennedy	Winter-Insel
Geogr. Breite	78° 37′	72° 48′	64° 10′	76° 52′	74° 47′	72°	66° 11′
Jahr . . .	—15·6°	—12·3°	—2·3°	—14·5°	—14·2°	—13·1	— 9·9
Winter . .	—27·4	—27·0	—7·9°	—29·8°	—28·7°	—29·3	—23·3
Sommer . .	0·6	2·7	3·8	0·5	2·3	2·9	1·4

Ort und Zeit	Aljaska		Hudsonsbailänder				Labrador	
	Ikogmut	Yukon	F. Simpson	F. Curchill	Cumberlandhouse	Moose Factory	Hebron	Nain
Geogr. Breite	61° 47′	66°	62° 11′	59° 2′	53° 37′	51° 15′	58°	57° 10′
Jahr . . .	— 3·3	— 6·7°	— 3·5	—6·1°	— 0·9	— 2·5	— 3·3	— 3·1
Winter . .	—13·8	—24·9	—19·6	—20·5	—15·9	—16·9	—14·4	—14·4
Sommer . .	7·8	12·3	11·9	8·7	12·0	10·1	6·0	6·7

Yukon, F. Simpson, Cumberlandshouse liegen continental, daher die hohe Sommerwärme; F. Curchill und Moose Factory liegen an der

Hudsonsbai und es ist der Sommer hier unter 51⁰ noch kühler als weiter im Westen unter 66⁰. Die Wärmeextreme, welche im arktischen Amerika beobachtet wurden, sind: Rensselaerhafen unter 78·5⁰: —45·0⁰ und +9·7⁰ (Kane); Prinz-Wales-Strasse unter 72⁰ 47: —43·2 und +8·9⁰ (Mac Clure).

Die Temperatur ist, wie es scheint, im Westen veränderlicher als im Osten. Dort zeigt noch immer der warme nordatlantische Ocean seinen Einfluss. Selbst in Nordgrönland erhebt sich im Winter bei SO.-Wind die Temperatur zuweilen über den Gefrierpunkt.

Ueber die Niederschlagsmengen ist fast nichts bekannt. Westgrönland hat schneereiche Winter, auf dem Festland scheint aber der Winter ziemlich schneearm zu sein. Die Winde sind das ganze Jahr hindurch vorherrschend nördlich, wie folgende Zahlen nachweisen:

Häufigkeit der Winde in Procenten.

	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.
Winter . .	26	5	6	5	5	4	11	38
Sommer .	21	11	8	10	8	6	15	21

Der Hauptstamm des nordamerikanischen Continents gehört der gemässigten und subtropischen Zone an und liegt zwischen den Jahresisothermen von 0⁰ und 16⁰ R. Hieher gehören der südliche Theil des britischen Nordamerika, britisch Columbien und die Vereinigten Staaten. Wir müssen aber dieses Gebiet auch nach der Längenerstreckung wieder in drei Zonen theilen, eine östliche von den Küsten des atlantischen Oceans bis etwa zum 100. Grad westlicher Länge von Greenwich; eine mittlere von 100⁰ W. bis zum Westabhang der Rocky-Mountains; endlich eine westliche, welche den relativ schmalen Küstenstrich am stillen Ocean in sich begreift. Die östliche und westliche Zone sind das eigentliche Culturland des amerikanischen Continents, die mittlere fasst in sich die Steppen und Wüsten am Ostabhange des Felsengebirges und auf den weiten Plateaux zwischen diesem und dem westlichen Küstengebirge (Cascaden-Gebirge Sierra Nevada). Die östlichen Uferstaaten und das innere grosse Mississippithal haben in den wichtigsten Punkten übereinstimmende klimatische Charaktere und es bedingen die Apalachen keine klimatische Scheidewand.

Für die Temperaturvertheilung in dieser ersten Zone ist charakteristisch die ungemein rasche Wärmezunahme mit abnehmender Breite. Während wir unten 50⁰ noch die Jahresisotherme von 0⁰ antreffen, wie im äussersten Norden Europas unter 70⁰ Breite, liegen die südlichsten Staaten der Union (30⁰ nördl. Br.) schon unter denselben Isothermen (16⁰ R.) wie Nordafrika (35⁰ N.). Die durchschnittliche Wärmezunahme

für 1⁰ Breite ist im östlichen Gebiete der Union 0·80⁰ R., im westlichen Europa und Nordafrika zwischen denselben Isothermen 0·46. So kommt es, dass das südliche Canada und der Norden der östlichen Union eine Temperatur haben, welche in Europa einer mehr als 10⁰ nördlicheren Breite zukommt, im mittleren Theile der Union beträgt diese Differenz nur mehr 4⁰, im südlichsten ist sie 0. Diese Erniedrigung der mittleren Jahreswärme ist vornehmlich der Effect einer Depression der Wintertemperatur, aber auch die Sommer sind an der Ostküste bis 40⁰ Breite kühler als die europäischen unter gleichen Breiten. Man hat darum das Küstenklima des östlichen Nordamerika ein gemischtes Klima genannt; es hat continentale (strenge) Winter und oceanische (kühle) Sommer. Folgende kleine Tabelle liefert hiefür einen Nachweis:

S. Johns . .	47½⁰ N.	Jahr	2·8⁰	Kältest.	Monat	—4·9	Wärmst.	Mon.	11·5⁰
Ofen . . .	„	„	8·8	„	„	—1·1	„	„	17·9
New-York .	40·7⁰	„	8·8	„	„	—1·0	„	„	19·1
Neapel . .	40·8	„	13·2	„	„	7·2	„	„	20·0

Im Innern des Landes, im Mississippithale, sind die Winter strenger, aber auch die Sommer heisser als an der atlantischen Küste. Die grossen canadischen Seen haben einen sehr wirksamen Einfluss auf die Milderung des Klimas ihrer Umgebung, besonders auf ihre Ostufer, weil, wie wir sehen werden, die strenge Winterkälte hier mit NW. und W. Winden eintritt. Zur Illustration der mittleren Temperaturverhältnisse von Canada und dem östlichen Theile der Vereinigten Staaten einerseits und den inneren Staaten andererseits möge die folgende kleine Tabelle dienen:

Canada und östliche Uferstaaten der Union.

Ort	Montreal	Boston	New-York	Washington	Charleston	S. Augustin
Staat	Canada	Massach.	N. Y.	Columb.	S. Carolina	Florida
Nördl. Breite . . .	45⁰ 50′	42⁰ 21′	40⁰ 42′	38⁰ 54′	32⁰ 47′	29⁰ 48′
Jahr	5·6	7·4	8·8	10·1	15·2	16·7
Januar	— 7·6	— 2·2	— 0·8	0·9	7·8	11·5
Juli	18·3	17·8	19·0	20·6	21·6	21·7

Innere Staaten der Union.

Ort . . .	Fr. Brady	Chicago	Cincinnati	S. Louis	Nashville	Natchez	N. Orleans
Staat . . .	Michigan	Illinois	Ohio	Missouri	Tenessee	Mississ.	Louisiana
Nördl. Br. .	46⁰ 30′	41⁰ 52′	39⁰ 6′	38⁰ 37′	36⁰ 10′	31⁰ 34′	29⁰ 57′
Jahr . . .	4·7⁰	6·6	9·7	10·5	11·2	15·6	16·0
Januar . .	— 6·6	— 3·7	0·7	0·1	2·7	9·0	10·0
Juli . . .	14·5	17·2	19·7	20·7	21·1	21·9	21·5

Wenn man die Wärmeverhältnisse von Orten unter gleichen Jahresisothermen in Amerika und Europa vergleicht, so findet man zunächst, dass, der südlicheren Breite entsprechend, die tägliche Wärmeschwankung in Amerika grösser ist; besonders charakteristisch ist aber die grosse Veränderlichkeit der Temperatur, der rasche Wechsel von Hitze und Kälte. Zu Montreal ist die durchschnittliche Differenz der absoluten Temperaturextreme während eines Wintermonates 30⁰, während eines Sommermonates 23·2, zu S. Louis 26⁰ im Winter, 18·3⁰ im Sommer, während sie in Wien im Winter 16·6⁰, im Sommer 17·7⁰ beträgt. Die Kältegrade des Winters, die zuweilen eintreten, übertreffen weit jene von Europa und Nordafrika unter ähnlichen Breiten, denn noch im Parallel von Oberitalien hat man in den inneren Staaten der Union das Quecksilber gefrieren sehen und selbst bis zum mexikanischen Golf hinab bringen die Nordwinde zuweilen strengen Frost.

Das mittlere Januar-Minimum von N. Orleans (Breite von Cairo) ist —1·8⁰, das absolute sogar —10·7⁰. Zu Toronto, in der Breite von Florenz, kann selbst im Juni noch Schnee fallen.

Nach der Temperatur ist die Feuchtigkeit und Regenmenge das nächst wichtige klimatische Element. Die relative Feuchtigkeit ist im Innern und Osten von Nord-Amerika unter gleichen Isothermen geringer als in Europa. Ueber die Wirkung der grösseren Lufttrockenheit der Vereinigten Staaten gegenüber Europa hat Desor interessante Beispiele gesammelt *). Die Ursache hievon liegt nicht in einer geringeren Regenmenge, sondern in dem Vorherrschen der Landwinde. Die Niederschlagsmenge ist umgekehrt in Amerika viel grösser als in Europa und zwar nicht bloss an der Küste, sondern weit hinein in das Innere. Sie ist am grössten am mexikanischen Golf, wo sie 56 Pariser Zoll übersteigt. Das mittlere Mississippithal hat 53 Zoll, das Thal des Ohio 47—38 Zoll, die östlichen Uferstaaten von 38 Zoll im Norden bis zu 47 Zoll im Süden. Die durchschnittliche Regenmenge in Süddeutschland kann man zu 25 Zoll, in Norddeutschland zu 20 Zoll annehmen. Vom Mississippi nach Westen nimmt die Regenmenge rasch ab bis zu 14 Zoll, ebenso aber in weit geringerem Maasse nimmt sie nach Norden hin ab, die Jahresmenge des Niederschlags beträgt im Gebiete der grossen Seen immer noch 33—29 Zoll. Die Vertheilung der Niederschläge auf die Jahreszeiten ist derart, dass die grössere Menge durchschnittlich in den ersten Sommermonaten fällt. Die östliche Union liegt ganz im Gebiete des gleichmässigen Regenfalls mit vorwiegenden Sommerregen wie das gemässigte Europa, und abweichend von den Verhältnissen des südlichen Europa und Nordafrika,

*) Sie sind in die meisten Lehrbücher übergegangen, z. B. auch Müller's Kosmische Physik. II. Aufl. S. 648.

unter gleichen Breiten, wo die kältere Jahreszeit die Hauptregenzeit bildet. Diese günstige Vertheilung der Regen in Nord-Amerika ist sehr wichtig für dessen Bedeutung als einer der ersten Agriculturstaaten, und es steht in dieser Beziehung, wie wir sehen werden, auf derselben Linie mit China. Aber die jährliche Periodicität ist hier bei weitem nicht so strenge wie dort, indem in den Vereinigten Staaten in allen Jahreszeiten reichliche Niederschläge fallen. Nur in Texas ist die Regenvertheilung strenger periodisch und der Winter regenarm.

Obgleich auch im Norden der Union und in Canada der Winter die relativ niederschlagsärmste Jahreszeit ist, übertrifft doch die Schneemenge weitaus die in Europa unter ähnlichen Klima. Die grossen Schneestürme kommen meist aus Nordosten, zuweilen auch von NW. Zu Toronto beträgt die durchschnittliche Schneehöhe von November bis April 5 Fuss. Die nachfolgende kleine Tabelle gibt eine Uebersicht über die Regenmengen an einigen der wichtigsten Punkte des von uns betrachteten Gebietes.

Regenmenge in Pariser Zoll.

Ort	Toronto	Portland	N. York	Washington	Charleston	Pensacola
Staat	Canada	Maine	N. York	Columbia	S. Carolina	Florida
Winter	4·0	10·2	9·0	10·4	8·8	11·0
Frühling	6·8	11·3	10·9	9·8	8·1	12·1
Sommer	9·0	9·7	10·6	9·8	17·5	17·5
Herbst	9·7	11·2	9·7	9·6	10·9	12·8
Jahr	29·5	42·4	40·2	39·6	45·3	53·4

Ort	Milwaukee	S. Paul	Cincinnati	S. Louis	N. Orleans	Mobile
Staat	Wiscons.	Minnesota	Ohio	Missouri	Louisiana	Alabama
Winter	3·9	1·8	10·4	6·5	11·9	17·2
Frühling	6·2	6·2	11·3	11·5	10·6	13·3
Sommer	9·1	10·2	12·9	13·2	16·2	17·8
Herbst	6·4	5·6	9·3	8·3	9·0	13·0
Jahr	25·6	23·8	43·9	39·5	47·7	61·3

Die starken Frühlings- und Sommerregen sind meist begleitet von heftigen Gewittern und zuweilen von zerstörenden Windhosen, Tornados, von einer Intensität und weiten Erstreckung, für welche es in Europa

keine Beispiele gibt. Berühmt ist der canadische Nachsommer und Herbst (Indianer-Sommer), der sich durch relative Trockenheit, langsame Abnahme der Wärme und die wundervolle Farbenpracht der mannigfaltigen Laubhölzer auszeichnet.

Die Winde spielen in Nordamerika in klimatischer Beziehung eine wichtige Rolle, von ihnen hängen die wesentlichsten Charakterzüge des Klimas ab, die wir eben zum Theil kennen gelernt haben. Amerika hat in viel höherem Masse wie Europa eine deutliche jährliche Periodicität der Winde, es hat zum Theil wirkliche Monsune „Winde der Jahreszeiten,“ besonders in Texas, den Golfstaaten überhaupt und den östlichen Uferstaaten. Im Winter herrschen weitaus die Nord- und NW-Winde vor, und bringen als Landwinde continentale Kältegrade und Lufttrockenheit. Auch die Winterstürme der Vereinigten Staaten sind meist NW. und NO-Stürme. Die gefürchteten „Nortes“ von Texas bis Havannah und Veracruz bringen empfindliche Kälte und Trockenheit.

Im Sommer beginnt umgekehrt die Seeluft gegen das Land zu strömen. SW.-, S.- und SO.-Winde erlangen nun die grösste Häufigkeit, letztere vornämlich in Texas. Sie tragen Feuchtigkeit und Niederschläge in das Land hinein. Die Westwinde des Innern sind oft trocken und heiss. Das Verhältniss des jährlichen Windwechsels wird aus folgenden Zahlen ersichtlich:

Häufigkeit der Winde in Procenten.

	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.
			Nördliche Union					
Winter	12	11	6	7	9	15	15	25
Sommer	8	9	7	10	17	23	12	14
			Südliche Union					
Winter	12	18	6	12	9	17	9	17
Sommer	7	12	7	17	16	25	7	8

Das Wetter der östlichen Uferstaaten zeigt, so weit seine Aenderungen von den Winden abhängen, einige Unterschiede gegenüber Europa. Dort sind die kalten, trockenen Winde, welche das Barometer am höchsten steigen, das Thermometer am tiefsten sinken machen die NW-Winde (bei uns bekanntlich der NO.); der wärmste und feuchteste Wind ist besonders im Winter der SO., verbunden mit dem tiefsten Luftdruck. Die Wetterseite ist dort SO., bei uns SW. Im Sommer werden die Seewinde kühler, die Landwinde wärmer. Wie ja auch in Europa das Minimum der Temperatur im Sommer nicht mehr bei NO. sondern bei NW., das Maximum bei SO. statt bei SW.-Wind eintritt, so wandert auch in Nordamerika der kälteste Punkt der Windrose im Sommer nach NO., der wärmste nach SW. Die thermischen Differenzen der Winde

sind viel grösser als bei uns, daher ein Windwechsel besonders im Winter eine viel empfindlichere Temperaturänderung veranlasst als bei uns.

Abweichungen der Temperatur (in R.) vom Mittel bei

	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.
Winter . . .	—1·9	+0·5	+2·9	+4·2	+4·6	+3·4	+0·5	—2·0
Sommer . .	—1·4	—1·5	—1·3	—0·4	+0·8	+1·0	+0·1	—1·0

Was den Zusammenhang zwischen Klima und den wichtigsten Bodenprodukten der Vereinigten Staaten betrifft, so führen wir nur an, dass die mittleren Jahrestemperaturen in den Zucker und Baumwolle producirenden Distrikten zwischen 13·8 und 18·2° R., die mittleren Sommertemperaturen zwischen 20·5° und 22·7° liegen, die jährliche Regenmenge beträgt zwischen 30 und 60 Zoll. Es ist nicht gelungen, die europäische Rebe einzubürgern, selbst dort nicht, wo die Mitteltemperaturen denen der besten europäischen Weinländer gleichkommt. Der Grund wird zumeist in den raschen Temperaturwechseln und den zu reichlichen Sommer- und Herbstregen gesucht. Bemerkenswerth ist auch das nördliche Vordringen des Maisbaues bis zu 50 und selbst 53° nördl. Br. also bis zur Jahresisotherme von 0° unter der Gunst der schönen Herbste.

Das Klima des westlichen Theiles der Vereinigten Staaten ist vornämlich charakterisirt durch die Abnahme des Regenfalls und die dadurch bedingte Steppen- und Wüstenbildung. Die Regenvertheilung in den Grassteppen, Prairien und auf dem wüsten Plateau am Fusse und zwischen den Ketten des Felsengebirges lässt folgende kleine Tabelle erkennen:

Ort und Zeit	Prairie		Wüste	
	F. Leavenworth	Fr. Riley	F. Laramie	F. Yuma
Geogr. Breite	39° 21′	39° 3′	42° 12′	43° 43′
Länge	94° 44′	96° 25′	104° 47′	114° 36′
Winter	2·6	1·2	1·5	0·6
Frühling	7·4	7·4	8·2	0·3
Sommer	11·4	6·8	5·3	1·2
Herbst	6·8	5·2	3·7	0·8
Jahr	28·2	20·6	18·7	2·9

Die geringe Niederschlagsmenge des Winters ist vorzüglich nachtheilig, weil nur diese der Bodenfeuchtigkeit ausgiebig zu Gute kommen kann, während die Regenmenge der wärmeren Jahreszeit grösstentheils verdunstet, ohne in den Boden einzudringen. Die Ursache der Regenarmuth dieses Theiles der Vereinigten Staaten ist zu suchen in der Lage

der Rocky Mountains, welche die feuchten SW-Winde abhalten, während zugleich die Seewinde, die vom mexikanischen Golf heraufwehen, die Vorstufen derselben nicht mehr erreichen. Dem entsprechend ist auch die Lufttrockenheit sehr gross.

Ueber die Wärmeverhältnisse dieses Gebietes gibt die folgende Tabelle Auskunft:

Ort	F. Laramie	Salzseestadt	Santa Fé	F. Yuma
Staat	Nebraska	Utah	N. Mexiko	Californien
Nördl. Breite	42° 12′	40° 46′	35° 41′	32° 43′
Länge	104·8	112·1°	106·0	114·6
Seehöhe	4519	4300	6846	120
Jahr	8·0	9·4	8·3	18·5
Januar	— 0·5	— 1·2	— 0·3	10·8
Juli	19·0	19·1	18·0	26·8

Als dritte klimatische Zone haben wir das Küstenland am stillen Ocean bezeichnet; es umfasst das südliche Aljaska, britisch Columbien, Oregon und Californien und liegt zwischen den Isothermen von 2° und 14° R. und zwischen 60° und 30° nördl. Br. Die Temperatur und Regenverhältnisse dieser Westküste stimmen in vieler Beziehung mit denen Europas unter ähnlichen Breiten überein, aber die Wärme des nördlichen Theiles dieser Küste ist nicht so hoch wie dort.

Ort	Sitka	N. Westminster	F. Vancouver	Orford	S. Francisco	S. Diego
Staat	Aliaska	B. Columbia	Oregon		Californien	
Nördl. Breite . . .	57° 3′	49° 13′	45° 49′	42° 44′	37° 48′	32° 42′
Jahr	4·6	7·3°	9·2	9·6	10·6	13·3
Januar	— 1·4	1·0	3·8	7·3	7·9	8·8
Juli	10·2	14·3	16·7	12·9*	12·4**	18·5*

Die Küste Ober-Californiens wird von einem kalten Meeresstrom bespült, der die Sommer-Temperatur ungemein erniedrigt und bewirkt, dass das Wärme-Maximum sich bis zum September verspätet. Von der Küste landeinwärts nimmt die Sommer-Temperatur bedeutend zu; die Juli-Temperatur von Sacramento, in der Breite von S. Francisco, ist

* August ** September.

18·2⁰, hingegen die Januar-Temperatur nur 5·4 (Jahr 12·2). Die Nordwestküste Amerika's gehört zu den regenreichsten Gegenden der Erdoberfläche.

Zu Sitka fallen jährlich 83 Zoll Regen und Schnee, die Sonne wird selten sichtbar, alles trieft von beständiger Feuchtigkeit. Zu N. Westmünster beträgt der Regenfall 56·7 Zoll, zu Vancouver 42·7, zu Orford 64·3, zu S. Francisco 22·1, zu S. Diego 18·4. Bis zum 40. Breitegrad herab sind die Herbstregen vorwiegend, südlicher herrschen Winterregen, wie im südlichen Europa, und der Sommer ist regenarm. Unter den wenigen variablen Temperaturverhältnissen und den trockenen Sommern von Californien gedeiht der Weinbau wie im südlichen Europa.

Wir treten nun in das tropische Gebiet von Mittelamerika ein. Dasselbe umfasst Mexiko, die mittelamerikanischen Republiken und Westindien und liegt zwischen den Isothermen von 18 und 21⁰ R. Die Wärmeänderung mit der geographischen Breite ist, wie überhaupt unter den Tropen, gering; hingegen bedingt die bedeutende Erhebung der Gebirgs-Plateaux die Existenz aller klimatischen Regionen bis zu der des ewigen Schnees.

	Meeresniveau			Plateaux	
Ort	Veracruz	Havannah	Kingston	Mexiko	Guatemala
Staat und Seehöhe .	Mexiko	Cuba	Jamaika	7000′	4390′
Nördl. Breite . . .	19⁰ 12′	23⁰ 9′	18⁰ 0′	19⁰ 26′	14⁰ 36′
Jahr	20·3	20·1	20·8	12·7	16⁰ 3
Kältester Monat . .	16·9 Dec.	17·5 Jan.	19·4 Jan.	8·9 Dec.	15·1 Jan.
Wärmster Monat . .	22·0 Juli	22·0 Aug.	21·8 Aug.	15·2 Mai	17·4 April

Die Jahrestemperatur von Mexiko ist die des südlichen Italien, aber die Wärmedifferenz der extremen Monate ist in Mexiko nur 6·3⁰, in Unteritalien 12⁰. Die Regenzeiten sind hier die tropischen, eintretend zur Zeit des höchsten Sonnenstandes beim Nachlassen und Aufhören der constanten Passatströmung. Ganz trocken ist jedoch keine Zeit des Jahres. In Veracruz fallen 172″, davon 110 im Sommer, zu Havannah 85″, zu Kingstown (J. S. Vincent) 78″ etc. Regenmenge jedoch wie Zeit der Regen ist in hohem Grade abhängig von der Lage der Gebirge gegen die constanten Seewinde. Auch der winterliche Nordostpassat bringt auf der Ostseite hoher Inseln Regen, und manche Küsten haben darum das ganze Jahr reichliche Regen. Dies ist der Fall an der atlan-

tischen Küste des mittelamerikanischen Isthmus, die darum von beinahe undurchdringlichen Wäldern bedeckt ist, während der pacifische Abhang der Cordilleren durch Abwechslung von Wald und Savanne einen parkähnlichen Charakter hat.

b) Südamerika.

Südamerika reicht von der nördlichen Tropenzone durch die Aequatorialregion bis in die südliche gemässigte Zone. Es erstreckt sich von 8⁰ nördl. Breite bis 54⁰ südl. Br. und liegt zwischen den Isothermen von 20⁰ und 4⁰. Der hohe Gebirgsrücken der Andes mit den breiten hochebenen zwischen den Parallelketten ist, indem er der ganzen Westküste folgt, eine wichtige klimatische Scheidewand von etwa 4⁰ südl. Br. an bis zur Südspitze.

Innerhalb des tropischen Südamerika bis circa 25⁰ südl. Br. können wir in dieser klimatischen Skizze nur wenige klimatische Gebiete abgrenzen, wofür hauptsächlich die Terrainformen entscheidend sind. Wie in Mexiko zeichnet sich das Klima der Plateauländer neben der abnehmenden Jahreswärme durch grosse Beständigkeit der Temperatur aus, welche übrigens auch in den äquatorialen Küstengebieten kaum geringer ist. Die Westküste wird etwa bis zu 4⁰ südl. Br. von einem kalten antarktischen Meeresstrom bespült, der die Luftwärme ungemein erniedrigt. Von diesem Wärmeverhältnisse gewährt die folgende Tabelle eine Uebersicht.

Ort	La Guayra	Para	Quito	Antisana	Lima	Rio Janeiro
Geogr. Breite .	10⁰ 37′ N.	1⁰ 28′ S.	0⁰ 14′ S.	0⁰ 16′ S.	12⁰ 3′ S.	22⁰ 54′ S.
Seehöhe . . .	0	0	8970	12400	530	0
Jahr	20·8⁰	21·6⁰	12·5	3·9	18·4	18·6
Kältester Monat	19·8 Febr.	20·8 Febr.	11·7 Jan.	2·4 Juli	15·2 Sept.	15·6 Juli
Wärmster Monat	21·2 Juni	22·2 Nov.	13·0 Sept.	4·9 Jan.	21·4 März	21·4 Jan.

Nördlich vom Aequator tritt die Regenzeit im Sommer der nördlichen Hemisphäre ein. Dem zweimaligen Zenithstande der Sonne entsprechend zerfällt dieselbe im östlichen Columbien wie auf dem Isthmus von Darien in eine kleine und grosse Regenzeit; letztere begleitet den zweiten Durchgang der Sonne durch das Zenith. Am Aequator selbst, im Amazonenthal, regnet es fast das ganze Jahr, mit kleinen Unterbrechungen um die Zeit der Solstitien. Dies Gebiet bedeckt ein einziger

tropischer Urwald, während nördlich und südlich davon, dort wo Gebirge dem von der See herkommenden Passat in den Weg treten und im Windschatten eine längere Trockenzeit bedingen, Savannen und Steppen sich finden. Die wichtigste Scheidewand in dieser Hinsicht bilden die Andes, auf deren Westseite, ausserhalb der Calmenzone, im Passatgebiet von 4⁰ südl. Br. angefangen, ein regenloses wüstes Gebiet die Ufer und Küstenterrassen einnimmt. Im Winter hängt ein beständiger dichter Nebel (Garua) über diesem Küstenstrich und lässt eine spärliche Vegetation aufkommen. Die Ursache der Regenlosigkeit der Küste von Peru und Nord-Chile ist eine doppelte: der Windschatten des Passates und der kalte Meeresstrom. Dieser letztere bedingt, dass die ohnehin schwachen unbeständigen Seewinde auf ihrem Wege landeinwärts sich erwärmen, also ihre Feuchtigkeit nicht condensiren können.

Am auffallendsten tritt die Abhängigkeit der Regenarmuth von der Lage des Gebirges zu den vorherrschenden feuchten Seewinden uns entgegen, wenn wir jetzt sogleich die Regenverhältnisse des nächsten klimatischen Gebietes von Südamerika, welches der subtropischen und gemässigten Zone angehört, betrachten. So wie wir das Passatgebiet verlassen und in die gemässigte Zone mit vorherrschenden Westwinden eintreten, wird die Westseite der Andes die regenreiche, die Ostseite die regenarme. Die Westküste von Patagonien von 40⁰ südl. Br. angefangen ist vielleicht die regenreichste Gegend der Erde, wenigstens was die Beständigkeit des Regenfalles anbelangt. Die Ebenen Patagoniens am östlichen Fuss der Cordilleren sind dürr und unfruchtbar. Trockenheit ist übrigens auch ein Charakterzug der nördlich angrenzenden weiten Ebenen (Pampas) der argentinischen Republik bis über den 30⁰ südl. Br. hinaus. Die jährliche Periode des Regenfalls schliesst sich direct jener der Tropenzone an, auch die Pampas haben vorwiegend Sommerregen. Hingegen hat die Westseite der Andes von 40⁰ an nach Norden Winterregen, erst reichlich dann spärlich bis zum Uebergang in das regenlose Gebiet, das bei circa 30⁰ südl. Br. beginnt.

Jährliche Regenmenge.

Montevideo	Buenos-Aires	Mendoza	Santiago	Valdivia	Chiloe
40·8″	34·4″	8·5″	15·7″	102·2″	128·0″

In Bezug auf die Temperaturverhältnisse unterscheiden sich die Ebenen am Ostfusse der Andes ebenfalls von dem Uferstrich und der schmalen Küstenterrasse an deren Westseite. Die Ostseite ist wärmer, aber extremer und variabler, die Westseite ist kühl und von constanter Temperatur. Der kalte arktische Meeresstrom, der an der Küste von Chile und Peru nach Norden fliesst, erniedrigt die Temperatur auffallend, so dass landeinwärts die Wärme selbst bis zu Seehöhen über 1000′ zu-

nimmt, besonders im Sommer. Das Klima der subarktischen Region von Südpatagonien und Feuerland zeichnet sich durch sehr milde Winter und kühle Sommer aus. In diese Wärmeverhältnisse gewährt die folgende Tabelle einen Einblick.

Ort . . .	Buenos-Aires	Mendoza	Valparaiso	Santiago	Valdivia	P. Arenas
Geogr. Br. .	34° 37′	32° 51′	33° 2′	33° 26′	39° 49′	53° 12′
Seehöhe . .	—	2400′	—	1750	—	—
Jahr . . .	13·8	12·7	11·4	10·5	9·6	4·9
Januar . .	19·4	19·4	13·7	15·2	13·7	8·6
Juli . . .	8·1	5·6	9·8	5·8	5·8	1·0

Ueber die Winde haben wir schon das Wesentlichste bei der Darstellung der Regenverhältnisse erwähnt. Die Pampas überweht vorherrschend der Südost-Passat, zuweilen als Sturm, abwechselnd mit dem SW., der als kalter stürmischer „Pampero" eine der klimatischen Hauptplagen dieses Landstriches ist. Die zuweilen auftretenden heissen Nordwinde nennt man „Sondo." Im Gegensatze zu der fast immer heftigen Luftbewegung der Pampas ist die Westküste am stillen Ocean ohne starke Winde, Orkane sind dort unbekannt, kühle S. Winde herrschen vor. Die patagonische Westküste hingegen, besonders aber die Umgebung der Südspitze von Südamerika, ist durch heftige Nordweststürme berüchtigt.

Die Inseln südlich vom Cap Horn haben, selbst diesseits des Polarkreises schon, ein äusserst trauriges Klima. Zwar ist der Winter nicht strenge — ein 13 Jahre auf den Süd-Shetlandsinseln unter 63° südl. Br. ausgesetztes Minimum-Thermometer zeigte nur —16·5° als tiefste Temperatur dieses Zeitraumes, das ist um 4° höher als die tiefste in Wien (48° nördl. Br.) bisher beobachtete Temperatur — aber auch die Sommerwärme erhebt sich kaum über den Nullpunkt und die Schneelinie steigt schon unter 54° südl. Br. zum Meeresniveau herab, eine Erscheinung, die man bisher auf der nördlichen Hemisphäre selbst unter dem 80. Breitegrad nirgends angetroffen hat.

Asien.

Wir können in Asien folgende grosse klimatische Gebiete unterscheiden: Das polare Asien innerhalb der Isotherme von 0°, das Steppen- und Wüstenklima Innerasiens innerhalb der gemässigten Zone, das subtropische und tropische Steppen- und Wüstenklima Vorderasiens, das ostindische und ostasiatische Monsunklima.

Das arktische Asien umfasst den Norden Westsibiriens und ganz Ostsibirien. Im Westen reicht dieses Gebiet bis zum 55. im Osten sogar bis zum 48. Breitegrad, also noch tiefer als in Amerika herab. Das Klima dieses ungeheuren Landcomplexes ist ein typisch excessiv continentales und unterscheidet sich dadurch von dem gemischten Klima des polaren Nordamerika. Entscheidend hiefür ist die im Gegensatz zu jenem allseitig geschlossene Landmasse. Im Nordwesten macht sich noch der Einfluss des durch den Golfstrom erwärmten nordeuropäischen Eismeeres bemerkbar. Im Inneren Ostsibiriens findet man die strengste Winterkälte, die auf der Erde bekannt ist. Da sie aber meist von Windstille und heiterem Himmel begleitet ist, wird sie weniger empfindlich gefühlt. Im Sommer erwärmen sich die ausgedehnten Landflächen sehr stark und erzeugen hohe Mitteltemperaturen, durch welche Sibirien als das begünstigteste Polargebiet erscheint. Ueber diese Wärmeverhältnisse gibt folgende kleine Tabelle Auskunft:

Ort . . .	Ust-Jansk	Jakutsk	Ochotsk	Irkutsk	Tobolsk	Beresow
Nördl. Br. .	70° 55′	62° 2′	59° 21′	52° 17′	58° 12′	63° 56′
O. L. . . .	138·4	129·2	143·2	104·2	68·3	65·1
Seehöhe . .	—	285	—	1253	355	88
Jahr . . .	—13·0	— 9·1	— 4·0	— 0·4	0·2	— 2·9
Januar . .	—31·5	—33·7	—19·4	—17·0	—15·8	—19·7
Juli . . .	9·2	13·4	10·1	14·8	16·0	15·1

In Ustjansk und Ochotsk zeigt sich der die Winterkälte mässigende Einfluss des Meeres, der aber im Sommer wieder ungünstig wirkt. Beresow mit Jakutsk verglichen spricht für den mildernden Einfluss des auch im Winter offenen nordeuropäischen Eismeeres. Die hohe Sommerwärme (zu Tobolsk nahe gleich jener von Wien) gestattet das Vordringen der polaren Waldgrenze bis zu den höchsten Breiten (bis zu 72° an der Chatanga); zu Jakutsk kann, obgleich die Mittelwärme etwas niedriger ist als die wahrscheinliche Jahrestemperatur des Glocknergipfels oder der Jungfrau in den Alpen, noch mit Erfolg Korn gebaut werden. Der Boden thaut aber nur oberflächlich auf und bleibt in der Tiefe das ganze Jahr gefroren. Dies begünstigt die Bildung von Sümpfen und Morästen während des Sommers, die Heimath von ungeheuren Schwärmen von Mosquitos, eine Plage, bezüglich welcher der Sommer der Polarländer mit den Tropen in Concurrenz treten kann. Ueber die Nieder-

schlagsverhältnisse dieses Gebietes ist nur wenig bekannt. Sommerregen sind vorherrschend, in Ostsibirien ist der Winter heiter und trocken.

Was die Luftströmungen betrifft, so hat Westsibirien vorherrschend Westwinde, im Winter SW., im Sommer NW. In Ostsibirien herrschen besonders im Winter die kalten trockenen Landwinde N. und NW. vor, im Sommer treten im Südosten unseres Gebietes, im Amurland und an den Küsten des südlichen ochotskischen Meeres östliche Winde auf, die den Regen bringen.

Die Halbinsel Kamtschatka wird in der Mitte von der Isotherme von 0° durchschnitten und hat, allseitig vom Meere umgeben und an der Ostküste dem Einflusse des warmen Japanstromes (des Kuro-Siwo) ausgesetzt, ein viel milderes Klima als Sibirien unter gleichen Breiten. Peterpaulshafen unter dem 53° nördl. Br. hat eine Jahreswärme von +2·3° R., Januar —5·2°, Juli 11·6.

Im mittelasiatischen Steppengebiet unterscheiden wir die westlichen Tiefsteppen von den östlichen Hochsteppen. Erstere umfassen den Südwesten Sibiriens und West-Turkestan bis zum Nordrande des persischen Hochlandes zwischen dem Caspischen Meere im Westen, dem Thianschan und Bolor im Osten. Die Temperatur dieser Länder ist noch sehr extrem, ein strenger Winter wechselt mit einem überaus heissen Sommer. Die heftigen Schneestürme des Winters („Burane" genannt ohne Rücksicht auf die Richtung, meist Nordstürme, aber auch S.- und SW.-Stürme) brausen ungehemmt über die Ebenen, welche in Folge des geringen Schneefalles und der Winde stellenweise ohne Schneedecke bleiben und den Heerden der nomadischen Kirgisen auch im Winter dürres Futter gewähren. Der östliche Theil auch des niederen Turkestan ist jedoch schon etwas gegen die von den kältesten Gegenden Asiens kommenden Nord- und Nordostwinde geschützt und desshalb milder.

Ort	Semipalatinsk	Kasalinsk *)	Taschkend	Kuldscha
Nördl. Breite	50° 24′	45° 45′	41° 19′	43° 56′
Oestl. Länge	97·9°	64·5°	69·3°	81·5° 1700′
Jahr . . .	1·6	1·8°	10·8	7·4
Januar . . .	—14·7	— 9·0	— 0·2	— 7·8
Juli	17·8	20·0	21·3	19·9

Was die Regenverhältnisse betrifft, so fällt die grösste Menge des Niederschlages im Sommer, der Gesammtbetrag desselben ist aber ungemein gering und in der Niederung durchaus unzureichend zum Ackerbau, der nur mittelst künstlicher Bewässerung in der Nähe der von den Gebirgen herabkommenden Flüsse ermöglicht wird. Die jährliche Regenmenge, die an der südlichen Grenze unseres vorigen Klimagebietes zu Tobolsk

*) Am Sir Daria.

noch 16·8 Zoll beträgt, ist zu Barnaul 8·6 Zoll, zu Kasalinsk 3·8 Zoll und die Trockenheit der Luft ist im Sommer ungemein gross. Trockenheit und Regenmangel werden bedingt durch die weite Entfernung von allen Meeren und die vorherrschend nördlichen (polaren) Winde, die im Winter mehr nordöstlich, im Sommer nordwestlich sind.

Ueber das Klima der östlichen Hochsteppen, umschlossen im Norden vom Altai, im Westen vom Thianschan und Bolor, im Süden vom Künlün und Himalaya und im Osten von den Gebirgen Chinas, liegen keine regelmässigen Beobachtungen, sondern nur die Schilderungen der Reisenden vor. Aeusserste Trockenheit ist der Hauptcharakterzug des Klimas; die Temperatur scheint aber mit Rücksicht auf die Seehöhe milder zu sein als im Westen und Osten der Gebirge, die diese innere Becken umschliessen und zwar die Feuchtigkeit aber auch die rauhen Winde abhalten. Letzteres gilt nicht mehr von der Wüste Gobi, über die vorzüglich im Winter fast beständig heftige kalte Nordwestwinde hinwehen. In Ost-Turkestan werden wie in West-Turkistan an den Gebirgsflüssen durch künstliche Bewässerung reiche Culturen geschaffen, während der unbenetzte Boden völlig wüst liegt.

Durch theilweisen Regenmangel schliesst sich an das eben geschilderte Gebiet unmittelbar das subtropische und tropische Vorderasien, d. i. Kleinasien, Syrien, Mesopotamien, Persien und Arabien. Abgesehen von den höheren Temperaturen, den Jahresisothermen von 12 bis 21° R. entsprechend, bildet aber die Jahresperiode der Niederschläge einen unterscheidenden Charakterzug gegenüber den mittelasiatischen Steppen. Bis an den Wendekreis hin sind Winterregen vorherrschend. In Arabien, welches den Wendekreis überschreitet, sind die Regen vornämlich abhängig von der Stellung der Gebirge gegen die vorherrschenden Winde. Diese sind im ganzen Gebiete nördliche polare Strömungen und bedingen dadurch die im allgemeinen herrschende Regenarmuth. Kleinasien zwischen dem Schwarzen und Mittel-Meere hat an den Abhängen seiner Gebirgsumsäumung allerdings reichliche Winterregen, ebenso die syrische Küste, aber die Tief- und Hochebenen von Mesopotamien, Armenien, Arabien und Persien sind mehr oder weniger regenlos, wenn man unter diesem Ausdruck unregelmässige, der Lufttrockenheit gegenüber völlig unzureichende Niederschläge versteht.

Die Wintertemperatur im östlichen Mittelmeerbecken an der kleinasiatischen Küste ist rauher als die im westlichen Becken, die Sommerhitze ist jedoch grösser. Die Ebenen von Mesopotamien, die Ufer des persischen Golfes wie die des rothen Meeres und wahrscheinlich in noch höherem Grade die Sandflächen des inneren Arabien gehören zu den heissesten Gegenden der Erde. In Mesopotamien erreicht die Juli-Isotherme

von 28° R. ihre höchste geogr. Breite, über 35° N. Die über den erhitzten Wüstensand hinstreichende Luft erwärmt sich in so hohem Grade, dass sie in der näheren und selbst in weiterer Umgebung der Wüsten als „Samum“ durch erstickende Hitze und Trockenheit sich fühlbar macht. Ueber die Temperatur und Regenverhältnisse dieser Regionen gibt folgende kleine Tabelle Auskunft:

Ort	Smyrna	Beyrut	Jerusalem [1])	Bagdad	Abuschehr	Massaua	Aden
Nördl. Br. .	38° 26′	33° 50′	31° 47′	33° 21′	28° 15′	15° 36′	12° 46′
Jahr . . .	13·5	16·6	13·9	18·6	20·0	25·1	21·4
Januar . .	6·0	9·8	6·8	7·8	13·1	20·4	18·0
Juli . . .	21·4	22·2	19·4	27·9	27·4	29·7 [2])	23·8° [3])

Regenmenge

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Smyrna . .	9·4	5·9	1·2	6·2	22·7
Jerusalem .	12·8	2·9	0·0	2·0	17·7″

Im südlichen Theile des rothen Meeres jenseits des Wendekreises ist der Regen eine grosse Seltenheit, obgleich die Luft beständig so feucht ist, dass die hier geringe Temperaturerniedrigung bei Nacht hinreicht, einen durchnässenden Thaufall zu erzeugen. Es fehlen aber in dem von Gebirgen umrahmten Meeresbecken abkühlende Luftströmungen; alle Winde kommen von stark erhitzten Wüstengebieten. In den Gebirgen des arabischen wie des afrikanischen Ufers fehlen aber die Gewitterregen nicht. Im Sommer wehen Nordwinde auf dem rothen Meere bis Bab el Mandeb hinab, im Winter wehen im südlichen Theile bis Dscheddah hinauf Südwinde, im nördlichen Theile wechseln Süd- und Nordwinde. Im Innern des südlichsten Theiles von Arabien, südlich vom 17° nördl. Br. fallen echte tropische Sommerregen reichlich und nur die Küste ist dürr.

Das Monsungebiet. Der Süden und der Osten von Asien haben einen gemeinsamen klimatischen Charakterzug von so durchgreifender Bedeutung, dass man dieses Gebiet, obgleich es unter sehr verschiedenen Breiten und Isothermen liegt und von der tropischen bis gegen die arktische Zone hinaufreicht, dennoch als einer klimatischen Provinz angehörig betrachten muss. Dieses entscheidende klimatische

[1]) Seehöhe 2500 engl. Fuss. — [2]) Mai. — [3]) Juni.

Element ist die Jahresperiode der Winde und Regen, die ausgeprägte Herrschaft entgegengesetzter Winde mit entgegengesetzten Eigenschaften während der extremen Jahreszeiten.

Vom October bis zum März herrschen in Vorder- und Hinterindien, im malayischen Archipel, im Süden und im Norden Chinas, in Japan und dem südlichen Amurgebiete polare nördliche Winde: in den erstgenannten Ländern als NO.-Passat, in den höheren Breiten jenseits des Wendekreises als N. und NW. Winde. Diese Winde sind kühl und trocken und bedingen, dass die kühle Jahreshälfte heiter und regenlos ist. Von Mai bis zum September tritt eine entgegengesetzte südliche Luftströmung von der See her ein, welche feucht und warm ist und die Regenzeit veranlasst. Es ist diess der sogenannte SW. Monsun, im nördlichen China und Japan aber ein S. und SO. Monsun. Dieser nach den Jahreszeiten eintretende Wechsel entgegengesetzter Winde, welcher eine scharfe Sonderung einer Trockenzeit und einer Regenzeit bedingt, erstreckt sich im Osten Asiens bis in die arktische Zone hinein, d. h. über die Isotherme von 0° hinauf bis gegen Ajansk (56·4° N.) und vereiniget so in merkwürdiger sonst nirgends auf der Erde wiederkehrenden Weise die tropische, subtropische und gemässigte Zone in eine einzige klimatische Provinz. Der Osten von Nordamerika hat nur eine Andeutung analoger Verhältnisse.

Der grossen Ausdehnung und der sehr verschiedenen thermischen Verhältnisse wegen theilen wir dieses Gebiet in das ostindische und südchinesische Monsungebiet etwa bis zum Wendekreis zwischen den Isothermen von 22° und 16° R., und in das nordchinesische und japanische, vom Wendekreis bis zum 48° N. oder zwischen der Isotherme von 16° und 0°.

In Ostindien bildet der Himalaya und seine östliche nach China hinein ziehende Fortsetzung eine wohl markirte Scheidewand des Monsungebietes gegen das trockene Steppen- und Wüstenklima Innerasiens. Auf den Hochebenen von Tibet wehen zwar ebenfalls während der Periode des SW. Monsuns starke Südwinde, aber sie sind trocken und haben alle ihre Feuchtigkeit auf der indischen Seite des Himalaya bereits abgegeben, so dass in Tibet nur seltene und spärliche Regen fallen. Die indischen Regenmonate sind Mai bis September; April und October sind die Monate des Monsunwechsels, im letzteren Monat treten hier wie im chinesischen Meere öfters heftige Wirbelstürme, Cyclonen ein, in der chinesischen und japanesischen See „Teifune“ genannt. Die Gebirge bilden hier wie überhaupt in der Tropenzone oft scharfe Wetterscheiden und bewirken Gegensätze in der Regenvertheilung. So hat der südliche Theil der Coromandelküste Regen beim Beginn des NO. Monsuns (Passats)

weil dieser, von der See herwehend, seine Feuchtigkeit an den Ost-Ghats absetzt; während des SW. Monsuns herrscht hingegen Trockenheit. Die Malabarküste hingegen hat die normale Regenzeit während des SW. Monsuns. Die Ost- und Westseite der gebirgigen Insel Ceylon zeigt einen ähnlichen Gegensatz. Die Regen des NO.-Passats sind jedoch weniger intensiv als die des SW.-Monsuns. Die nordwestlichen Theile von Ostindien, Pendschab und Sinde, haben spärliche Regen und sind theilweise ganz wüste. Diese indische Wüste zwischen dem Aravalligebirge und den Grenzgebirgen von Beludschistan und Afghanistan verdankt ihre Entstehung offenbar einer Ablenkung des SW.-Monsuns, der schon im oberen Bengalen von SO. kommt, und daher als ein trockener Landwind von dem mittelindischen Bergland in die Niederungen des Industhales hinabweht.

Das ostindische Monsungebiet hat die grössten überhaupt auf der Erde bekannten Regenmengen aufzuweisen und diese treten dort ein, wo der SW.-Monsun gerade von der See herkommend auf eine Gebirgskette stösst. Ueber die Regenverhältnisse von Vorder- und Hinterindien wie im südlichen China bis zum Wendekreis gibt folgende Tabelle (mit Regenhöhen in Par. Zoll) einen Ueberblick:

Ort . . .	Colombo Ceylon	Bombay	Maha-buleshwar	Madras	Calcutta	Multan
Nördl. Br.	7° 56′	18·56′	17° 54′	13° 42′	22° 38′	30° 11′
Jahr . . .	67·2	73·8	238·7	45·9	61·9	5·5
Winter . .	9·9	0·1	0·3	7·2	1·4	—
Sommer . .	6·2	60·5	198·2	9·0	36·9	—

Ort	Darjeeling	Cherra-pungee	Akyab	Bangkok	Manila	Hongkong
Staat . . .	Himalaya	Khasiageb.	Arrakan	Siam	Philippinen	Süd-China
Nördl. Br. .	27° 3′	25° 14′	20° 8′	13° 43′	14° 48′	22° 16′
Jahr . . .	118·0	524·5	206·0	57·5	81·2	79·3
Winter . .	2·4	3·9	0·9	1·4	6·2	2·3
Sommer . .	80·7	334·4	152·5	20·8	41·7	41·3

Die heftigen Regen während des SW.-Monsun äussern auch einen Einfluss auf den jährlichen Wärmegang; sie erniedrigen die Temperatur und bewirken, dass das Wärmemaximum schon vor der Culmination der Sonne erreicht wird. Die heisseste Zeit in Ostindien ist darum April

und Mai, kurz vor dem Eintritt der heftigen Regen. Zu Mahabuleshvar erniedrigen sie die Temperatur sogar unter die des Winters. Nur wo ein Gebirge den SW. abhält und im trockenen nordwestlichen Indien tritt das Wärmemaximum normal nach der Culmination der Sonne ein.

Diese trockenen Theile Ostindiens, das innere Decan, Pendjab und Sinde haben neben Mesopotamien, Arabien und den Wüsten Nordafrikas die heissesten Sommer die man kennt.

Uebersicht der Mitteltemperaturen des indischen Monsungebietes.

Ort	Colombo	Madras	Dodabetta	Bombay	Nagpur	Calcutta
Geogr. Br. .	7⁰ 56′	13⁰ 42′	11⁰ 23′	18⁰ 56′	21⁰ 10′	22⁰ 38′
Seehöhe . .	—	—	8640	—	935′	—
Jahr . . .	21·3	22·7	9·0	21·2	22·0	21·8
Kält. Monat	21·0 Jan.	19·7 Dec.	7·8 Dec.	18·4 Jan.	17·5 Jan.	17·5 Dec.
Wärmst. M.	22·2 April	25·1 Mai	10·8 April	23·4 Mai	28·5 Mai	24·6 Mai

Ort	Benares	Multan	Darjeeling	Bangkok	Manila	Canton
Geogr. Br. .	25⁰ 18′	30⁰ 11′	27⁰ 3′	13⁰ 43′	14⁰ 48′	23⁰ 8′
Seehöhe . .	300′	450	7500	—	—	—
Jahr . . .	21·5	19·8	9·7	21·3⁰	20·9	16·8
Kält. Monat	13·6 Jan.	10·0 Jan.	4·1 Jan.	19·4 Dec.	19·3 Jan.	9·1 Januar
Wärmster M.	27·7 Mai	29·0 Juni	13·8 Juli	22·6 April	22·4 Mai	22·7 Juli

Wegen des schädlichen Einflusses der heissen Zeit auf die Gesundheit der Europäer suchen diese während derselben das kühlere gleichmässige Bergklima auf, in welchem überhaupt Heilung der durch das Tropenklima angegriffenen Gesundheit gesucht wird [Sanatorien: Dodabella (Nilgiris) 8600′ 11⁰ 23′, Nuwara Eliya (Ceylon) 6200′ 7⁰ 13′, Jahrestemperatur 11·8, Mahabuleshwur 4500′ 18⁰ N., 9·0⁰, 15·4⁰ R., Darjeeling 7500′ 9·7⁰, Simla 7400′ 31⁰ 6′, 11·7 beide im Himalaya]. Die tägliche Wärmeschwankung ist durchschnittlich am grössten während der trockenen Jahreszeit, am kleinsten während der Regenzeit; sie ist geringfügig an den Küsten und im Gebirge, sehr gross in den trockenen Klimagebieten des inneren Decan und im Pendjab. In Colombo beträgt

sie im Jahresmittel 3·2, in Calcutta 7·5, in Multan 13·8°, in Darjeeling 8·3° R.

Die absoluten Wärme- und Kälteextreme sind gemässigt an den Küsten und im Gebirgsklima, sie erreichen aber excessive Werthe in der oberen Gangesebene und im Industhal. In Benares sind die durchschnittlichen Jahresextreme 36·4 und 0·1°, im Pendjab sinkt die Temperatur im Winter öfter unter 0° und steigt im Sommer bis zu 40° R. im Schatten. In Calcutta liegen die Extreme zwischen 30° und 10°, in Colombo zwischen 25° und 16° R.

Der südliche Theil von China, den wir noch diesem Gebiet angeschlossen, unterscheidet sich durch eine viel grössere Jahresschwankung der Temperatur von Ostindien unter gleichen Breiten. Die kalten Nordwinde aus dem Innern Asiens, dort durch die Gebirge abgehalten, erniedrigen die Wintertemperatur und bringen oft grosse Kälte in tiefe südliche Breiten. Das mittlere Jahresminimum von Canton ist ungefähr —1° R. Das Wärmemaximum tritt aber hier beim höchsten Sonnenstande ein, ungleich wie in Calcutta unter derselben Breite.

Das chinesisch-japanische Monsungebiet ist charakterisirt durch eine niedrigere Jahrestemperatur und ein weit excessiveres Klima. Mittel- und Nordchina haben strenge Winter und sehr heisse Sommer; selbst in Japan mildert das umgebende Meer und der warme Kurosiwo nur in geringem Maasse das extreme Klima. Die kalten continentalen Nord- und NW.-Winde des Winters sind heftig, häufig stürmisch, ungleich dem schwächeren Wehen des milderen indischen NO.-Passats. Im Amurgebiet, selbst im südlichen Theile, nimmt der Winter einen polaren Charakter an, während die Seewinde des Sommers von einem kühlen, lange eisbedeckten Meere kommend, die Temperatur an den Küsten erniedrigen und ein gemischtes Klima, halb oceanisch halb continental, erzeugen, wie in den nordöstlichen Uferstaaten der Union. Das Klima von China wird charakterisirt durch tropische d. i. heisse feuchte Sommer und kalte trockene Winter. Wie weit landeinwärts die reichlichen Monsunregen sich erstrecken ist nicht bekannt, wahrscheinlich werden sie allmälig spärlicher bis zum fast totalen Regenmangel des Innern. Spärliche Sommerregen mit häufigeren Süd- und Ostwinden sind noch in der Steppenstadt Urga in der Gobi zu finden; ebenso hat auch Nertschinsk Sommerregen. Es verdient hervorgehoben zu werden, dass China wie Nordamerika östlich von den Rocky Mountains, obgleich in der Subtropenzone liegend, Sommerregen hat im Gegensatz zu Westasien und Europa und dem westlichen Nordamerika. Für die Bedeutung Chinas als Ackerbaustaat ersten Ranges ist dieser Unterschied massgebend.

Klimatische Elemente von China, Japan und dem Amurland.

1. Temperatur.

Ort	Schanghai	Peking	Nagasaki	Hakodati	Sachalin	Blagowest-schensk
Nördl. Br. .	31° 15′	39° 54′	32° 45′	41° 48′	47° 23′	50°
Jahr	13·7	10·1	12·9	7·4	1·9	— 0·1
Januar . . .	3·8	— 2·7	4·6	— 1·7	— 9·8	— 19·4
Juli	23·5	21·3	21·9 [1])	17·9 [1])	13·7 [1])	17·3

2. Regen.

Ort	Peking	Yeddo	Hakodati	Osaka	Nertschinsk	Ajan
Nördl. Br. .	39° 54′	35° 27′	41° 48′	34° 20′	51° 18′	56° 27′
Jahr	22·8″	59·3″	41·3″	38·9″	14·6″	28·8″
Winter . . .	0·6	3·2	7·6	4·5	0·3	1·3
Sommer . .	16·3	20·9	15·5	10·6	10·0	13·9 [2])

3. Relative Feuchtigkeit in Procenten.

Ort	Peking	Nertschinsk	Nagasaki	Yeddo
Jahr	61	69	78	75
Winter	57	67	77	69
Sommer	73	73	81	82

4. Häufigkeit der Winde in Procenten.

	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.
Winter	12	7	6	4	4	9	24	34
Sommer	7	9	17	22	16	10	9	10

Australien.

Den Uebergang von Asien zu Australien bildet der malayische Archipel, auch „Australasien“ genannt.

Der tropische Norden von Australien kann mit dem südlich vom Aequator gelegenen Theile dieses Archipels füglich in Ein klimatisches Gebiet zusammengefasst werden, welches wir als das Gebiet des NW.-Monsuns bezeichnen und charakterisiren wollen. Zur Zeit des australischen Sommers, vom December bis März, erzeugt die Erwärmung des australischen Festlandes einen Aspirationswind von Norden, vom Aequator her, der durch die Erdrotation abgelenkt als NW. die Sundainseln, die Molukken, Neu-Guinea und den nördlichen Theil des Festlandes von Australien bis etwa zum 18.° südl. Breite ins Innere hinein überweht. Er ist ein schwächeres Analogon des SW.-Monsuns Indiens; nach Junghuhn erstreckt er sich auf Java kaum über 5000′

[1]) August. — [2]) Maximum im Herbst 14·6.

Seehöhe hinaus. In dieser Höhe weht, wie die Rauchwolken der hohen javanischen Vulkane bezeugen, das ganze Jahr hindurch der SO.-Passat, der während des Sommers der nördlichen Hemisphäre (von April bis November) auch an der Erdoberfläche auf unserem ganzen Gebiete zur Herrschaft gelangt. Diess ist die Trockenzeit, während der NW.-Monsun die Regenzeit bringt. In der Nähe des Aequators sind Regenzeit und Trockenzeit noch wenig scharf getrennt. Zu Padang an der SW.-Küste von Sumatra (0° 56′ südl. Br.) regnet es noch ziemlich gleichmässig das ganze Jahr hindurch, die Jahresmenge des Niederschlages beträgt dort 177 Zoll, die grösste Menge fällt von October bis December (61 Zoll). Je weiter nach Süden desto deutlicher ist eine Trockenzeit von Mai bis zum November ausgeprägt Indessen bringen auch hier, wie überall in der Tropenzone, hohe gebirgige Inseln locale Ausnahmen zu Stande, indem auch die einem Passat zugewendete Seite eines Gebirges zu Niederschlägen Veranlassung gibt.

Mittlere jährliche Regenmengen in Zoll.

Padang	Batavia	Surabaja	Cap York
177·6	73·4	66·6	81·4

Die Feuchtigkeit bleibt das ganze Jahr hindurch nahe dem Sättigungspunkte, ist also constant sehr hoch. Zu Batavia ist das Jahresmittel 84%, zu Amboina (Molukken) 86, zu Cap York 82%. Die Zahl der Regentage hält sich zwischen 150 bis 200.

Nach seinen Temperaturverhältnissen liegt dieses Gebiet innerhalb der Isotherme von 20° R. und gehört zu den heissesten oceanischen Klimaten, die es überhaupt gibt. Der Hauptcharakterzug ist Beständigkeit und überaus geringe Variation der Temperatur in der täglichen und jährlichen Periode. Der Unterschied der täglichen Extreme hält sich zwischen 3—5°, die Jahresamplituden liegen zwischen 1·1° (Batavia) und 2·5° (Cap York), selbst der Unterschied der mittleren Jahresextreme erreicht in Batavia kaum 10°. Dabei gehen die höchsten Wärmegrade kaum über 24° hinaus, und die Minima selten unter 16° hinab. Mit zunehmender Seehöhe wird diese Invariabilität der Temperatur noch grösser. Folgende kleine Tabelle lässt die jährliche Periode der Temperatur und ihre Mittelwerthe erkennen.

Ort Staat . . .	Padang Sumatra	Banjer-massing Borneo	Batavia Java	Amboina Molukken	P. Essington	Cap York N. Australien
Südl. Br. .	0° 56′	3° 34′	6° 11′	3° 41′	11° 5′	10° 44′
Jahr . . .	21·3	21·7	20·9	21·0	22·6	21·0
Wärmst. M.	21·8 Mai	22·2 Mai	21·3 Mai	21·8 Febr.	24·3 Nov.	22·1 Dec.
Kält. Monat	21·0 Nov.	21·3 Juli	20·2 Jan.	20·1 Juli	20·2 Juli	19·6 Aug.

Das Klima von Australasien ist somit in allen Stücken ein typisch äquatoriales: grösste Beständigkeit der Wärme, constant hohe Sättigung der Luft mit Wasserdämpfen, grosse Regenmenge. Dem entsprechend wird auch die Ueppigkeit und Pracht der Vegetation wohl von keinem andern Tropenland übertroffen.

Klima der tropischen und subtropischen Ostküste. Der NW.-Monsun erstreckt sich nicht mehr auf die Ostseite der Cap-York-Halbinsel. Für diese und die ganze tropische Ostküste von Australien, also für den östlichen Theil von Queensland und Neu-Südwales, ist der SO.-Passat selbst ein Regenwind, weil er, von der See her kommend und auf das Küstengebirge treffend, an diesem seinen Wasserdampf absetzt. Die Ostküste von Australien ist darum neben dem tropischen Nordsaume des Festlandes, so weit er noch im Gebiet des NW.-Monsuns liegt, das regenreichste und fruchtbarste Gebiet dieses im allgemeinen regenarmen Continents. Die kühleren Bergplateaux weiter landeinwärts haben schon einen geringeren Regenfall und sind durch reiche Weidegründe ausgezeichnet. Die Eintrittszeit der Regen folgt der tropischen Regel, d. i. dem Zenithstande der Sonne, aber diese Sommerregen erstrecken sich an der Ostküste auch noch in die subtropische Zone hinein, und eine eigentliche Winterregenzeit kommt an dieser Küste überhaupt nirgends zur Geltung. Für den aussertropischen Theil dieser Küste sind grosse Schwankungen der jährlichen Regenmenge charakteristisch; Perioden der Trockenheit, weiter im Innern schreckliche Dürre, wechseln mit Perioden grosser Regenmenge gefolgt von verderblichen Ueberschwemmungen.

Das nördliche Queensland liegt noch unter der Isotherme von 20°, der südlichste Theil von Neu-Südwales unter der Isotherme von 12°. Die jährlichen Schwankungen der Temperatur werden nach Süden hin grösser, wenngleich das Klima an der Küste immer ein limitirtes bleibt. Das wichtigste über die Regen- und Wärmeverhältnisse mag man aus folgender Tabelle entnehmen:

Regenmengen.

	Südl. Br.	Jahr	Dec.—Febr.	März—Mai	Juni—Aug.	Sept.—Nov.
Brisbane . .	27·5	45·9	15·9	13·8	9·3	6·9*
Sydney . .	33·9	44·4	11·8	14·8	10·5	7·3*
Gabo-Insel .	37·6°	32·5	7·2	6·5	11·9	6·9

Temperatur.

	P. Denison	Brisbane	P. Maquarie	Sydney	Gabo-Ins.
Südliche Breite . . .	20·0°	27° 28′	31° 30′	33° 52′	37° 36′
Jahr	18·4	16·5	14·0	13·7	12·0
Januar	23·2	20·1	18·3	17·8	14·5
Juli	13·4	11·4	9·2	9·0	8·0

Die tägliche Wärmeschwankung beträgt im Jahresmittel zu Brisbane 10°, zu Sydney 6·5°. Die Wärmemaxima erreichen zu Sydney schon ziemlich hohe Grade, 32° R. bei den heissen Winden aus den inneren Wüsten, von denen wir beim nächsten Klimagebiete näher zu sprechen haben werden. Zu Brisbane überschreiten die Wärmemaxima kaum 25° R.

Das subtropische Winterregengebiet von Australien. Dasselbe umfasst das Innere von Neu-Südwales, ferner Viktoria, Süd-Australien und West-Australien bis circa zum 30° südl. Br. landeinwärts. Die durchschnittliche Jahreswärme wird durch die Isotherme von 12° bezeichnet. Im Sommer weht der SO.-Passat, im Winter werden nördliche äquatoriale Winde häufiger. Die Nordwinde, welche, wenn auch seltener, im Sommer aus dem Innern des Landes wehen, sind furchtbar heiss und trocken und stehen hierin den Wüstenwinden der alten Welt, dem Samum und Chamsin, kaum nach. Die Temperatur erreicht dann zu Adelaide (35° südl. Br.) und zu Melbourne (38° südl. Br.) 32°—34° R. Die Luft ist dabei durch Staub und oft auch durch den Rauch grosser Buschbrände verdüstert.

Von der Küste und den Gebirgen gegen die inneren einförmigen Ebenen nimmt die Regenmenge rasch ab. Das Charakteristische des Regenfalls in diesem inneren Gebiete scheint Unregelmässigkeit zu sein; Ueberfluthungen wechseln mit jahrelanger Dürre. Zwischen den von reichlichen Tropenregen benetzten Küstensaum von Nord-Australien und dem eben abgegrenzten Gebiete mässiger Winterregen liegen die ausgedehnten Steppen und Wüsten des Innern von Australien zu beiden Seiten des südlichen Wendekreises.

Uebersicht der Temperatur und Regenverhältnisse des südlichen Australien.

Temperatur

	Melbourne	Deniquilin	Adelaide	Perth
Südliche Breite . .	37° 49′	35° 32′	34° 57′	32° 0′
Jahr	11·5	11·4	14·2	14·1
Januar	16·0	17·8	19·4	17·8
Juli	7·0	4·1	9·0	10·6

Regenmengen

	Melbourne	Deniquilin	Adelaide	Perth
Jahr	27·1	12·0	20·1	31·0
Winter	6·5	2·0	8·0	18·1
Sommer	5·3*)	4·4	2·2	1·1

*) Maximum im Frühling 8·6.

Klima von Polynesien und Neuseeland. Die Grundzüge des Klimas von Polynesien sind durch seine Lage zwischen den Wendekreisen und die Ausstreuung wenn auch zahlreicher doch kleiner und gegenüber der ungeheuren Wasserfläche des grossen Oceans geradezu verschwindender Inselgruppen bezeichnet. Die Passate kommen hier ungestörter zur Entwicklung und ebenso die tropischen Regenzeiten. Grosse Gleichmässigkeit der Wärme, geringe Erhitzung des Landes und eine dadurch und durch das stete Wehen der frischen Passatbrise nie drückende, immer angenehme Temperatur sind das Bezeichnende dieses tropischen Inselklimas. Stürme sind selten. Die Regenmenge ist verschieden, je nachdem eine Insel flach oder gebirgig, und je nach der Lage auf der Luvseite oder Leeseite der vorherrschenden Passatströmung.

Neuseeland bildet den Uebergang vom tropischen zum gemässigten Klima. Die Südinsel reicht schon in das Gebiet der stürmischen Luftbewegungen der südlichen gemässigten Zone. Aber auch hier ist der Wärmeunterschied der extremen Monate gering. Das Klima ist echt oceanisch, milde Winter, kühle Sommer, wenig variabel, was die Monatmittel betrifft, aber die täglichen Aenderungen der Temperatur sind ziemlich gross und die raschen Windwechsel bewirken starke Temperatursprünge, wenn auch nicht in sehr weiten Grenzen. Das Klima ist im allgemeinen sehr gesund und angenehm. Die mittlere Jahrestemperatur liegt zwischen 12 und 8° R. Die Regenmenge kommt auf der Westküste der Südinsel jener der regenreichsten Gegenden der Erde gleich, sonst ist sie mässig. Auf der Nordinsel wiegen die Winterregen etwas vor, auf der Südinsel bekommen schon die Sommerregen das Uebergewicht, wie es für die gemässigte Zone Regel ist. Im Allgemeinen sind die Regen ziemlich gleichmässig vertheilt. Die überaus kühlen Sommer und die ungemeine Regenmenge auf der Westseite der neuseeländischen Alpen begünstigen ausserordentlich die Entwicklung der Gletscher, die unter 43° südl. Br. bis zu 700′ in das Niveau einer mittleren Jahrestemperatur von 8° und zu einer üppigen subtropischen Vegetation herabsteigen.

Temperaturverhältnisse von Polynesien.

Ort	Honolulu Sandwichs-Inseln	Papeeti Tahiti	Noumea N. Caledonia	Auckland	Wellington Neuseeland	Dunedin
Geogr. Br. . .	21° 16′ N.	17° 32′ S.	22° 20′ S.	36° 50′	41° 16′	45° 52′
Jahr	19·3	20·0°	18·5	12·2	10·5	8·2
Kältester M. .	17·4 Jan.	18·7 Aug.	15·9 Juli	8·8	7·3	4·2
Wärmst. Monat	21·0 Aug.	21·0 März	21·8 Febr.	20·0	13·8	11·7

Regenverhältnisse von Polynesien.

Ort	Honolulu	Papeeti	Noumea	Auckland	Wellington	Hokitika	Dunedin
Geogr. Br. . .	21·3° N.	17·5° S.	22·3° S.	36·8° S.	41·3° S.	42·7° S.	45·9° S.
Jahr	19·8	44·9	59·8	44·0	48·4	105·0	29·7
Winter *) . .	4·4	2·1	11·6	14·1	14·5	25·2	6·8
Sommer *) . .	5·9	19·5	21·9	8·8	11·6	29·4	8·3

Afrika.

Das Festland von Afrika mit den benachbarten Inseln lässt sich in vier klimatische Regionen theilen: 1. eine nördliche subtropische mit mehr oder weniger reichlichen Winterregen; 2. einen tropischen Wüstengürtel etwa bis 16° nördl. Br.; 3. die feuchte Aequatorialregion des Sudan zu beiden Seiten des Aequators; 4. eine zweite Wüsten- und Steppenzone um den südlichen Wendekreis von circa 20—30° südl. Br., wovon aber der östliche Gebirgsrand auszuschliessen ist und 4. das subtropische Capland mit Winterregen.

Das nördliche subtropische Regengebiet umfasst Madeira, die Canaren, Marocco, Algerien, Tripolis, Unter-Egypten. Die bezeichnenden Isothermen sind die von 16 und 20° R. Die Regenmenge, am Nordrande des Atlas noch ziemlich reichlich, nimmt nach Innen und nach Osten hin rasch ab, so dass Unter-Egypten eigentlich schon zu den regenlosen Ländern gezählt werden könnte, wenn auch im Winter alljährlich einige Regenschauer fallen. Die Winde sind vorwiegend nördlich, nur im Herbst, Frühling und Winter treten auch S. und SW.-Winde auf. Im Sommer wehen constante N. und NW.-Winde, welche, obgleich vom Mittelmeer kommend, keinen Regen bringen können, da sie in ein erhitztes Festland einströmen. Aus der südlich angrenzenden Wüste kommen zeitweilig, vornämlich im Frühling, heisse trockene Südwinde, in Unter-Egypten „Chamsin“ genannt. Die Temperatur erreicht dann 32°R. und darüber, die relative Feuchtigkeit sinkt nicht selten bis zu 10%, die Luft ist mit Staub erfüllt, der den Himmel mit einem röthlichen Schleier überzieht. Aehnliche Wüstenwinde erreichen Süd-Italien und Sicilien, wo sie Scirocco genannt werden, und ebenso Süd-Spanien, wo sie als „Solano“ gefürchtet sind. Auch auf Madeira und den canarischen Inseln machen sich die hier als Ostwinde auftretenden Wüstenwinde nicht selten fühlbar durch Wüstenstaub, Hitze und Trockenheit. Auf Madeira heisst der Wüstenwind „Leste“.

*) Auf der südlichen Hemisphäre als Winter: Juni, Juli, August; Sommer: December, Januar, Februar angenommen.

Die jährliche Wärmeschwankung ist, ausser an der Küste selbst, ziemlich gross, besonders auf den Plateaux am Nordrande der Wüste wechselt ein oft frostiger Winter mit einem glühenden Sommer. Auch Schneefälle können hier eintreten. Die Differenz der täglichen Wärmeextreme wird ebenfalls sehr bedeutend so wie man sich von der Küste entfernt. Das Thermometer kann Nachts unter den Gefrierpunkt sinken und sich Nachmittags bis 20 und 24° R. erheben. Hingegen sind die Inseln westlich von der nordafrikanischen Küste, die einer kühlen von Norden herabkommenden Meeresströmung ausgesetzt sind, berühmt durch die Milde und Beständigkeit ihres Klimas, und die Westküste von Marocco nimmt daran noch Theil.

Mittlere Temperaturen.

Ort Land	Funchal Madeira	Mogador Marocco	Algier Algerien	Biskra Algerien	Murzuk	Cairo Egypten
Nördl. Br. . .	32° 38′	31° 51′	36° 47′	34° 51′	25° 54′	30° 2′
Seehöhe . . .	—	—	—	274′	1550′	—
Jahr	15·8	15·8	16·5	17·7	17·1	16·6
Januar . . .	14·0	13·1	12·0	9·1	7·7	9·3
Juli	18·6*)	17·9**)	22·3 **)	28·0	—	22·9

Die mittleren Jahresextreme der Wärme sind zu Funchal 23° und 8°, zu Biskra 34° und 3·5, zu Cairo 32° und 3°; die absoluten Extreme sind zu Funchal 26° und 7°, zu Biskra 38° und 2°, zu Cairo 34·8° und 1·6°.

Regenmengen.

Ort	Funchal	Oran	Algier	Biskra	Alexandrien	Cairo
Jahr	27·3″	17·8″	32·9″	8·2″	9·5″	1·3″
Winter . . .	12·7	8·3	15·6	2·1	7·9	0·9
Sommer . . .	0·9	0·4	1·1	0·6	0·0	0·0

Das Jahresmittel der relativen Feuchtigkeit ist zu Funchal 70%, der trockenste Monat der März mit 66%, zu Cairo Jahresmittel 61%, der trockenste Monat ist der Mai mit 45%. Zu Murzuk fand aber Rohlf's selbst im Winter die relative Feuchtigkeit nur 47%, im Sommer muss die Trockenheit ausserordentlich sein. Bodencultur ist nur möglich, wo vom Gebirge herabfliessende Bäche zur Bewässerung benützt werden können, oder das Grundwasser so wenig tief zu finden ist, dass die Wurzeln der Dattelpalmen dasselbe zu erreichen vermögen.

*) September, **) August.

Im Nilthale besorgt der Fluss selbst die Bewässerung, indem er in Folge der tropischen Regen, die auf sein Quellgebiet fallen, über seine Ufer tritt (Juni bis September).

Die Sahara erstreckt sich in wechselnder Breite durch ganz Nord-Afrika und liegt im mittleren Passatgürtel. Der Passat, an sich ein trockener Wind und hier noch dazu ganz continentaler Herkunft, bedingt durch sein constantes Wehen die dortige Regenlosigkeit. Diese ist übrigens nicht so zu verstehen, dass es gar nie regnet. Es fallen zuweilen Regen, aber oft erst in jahrelangen Intervallen und dann selbst in heftigen Ergüssen; aber eine wenn auch noch so kurze Regenzeit, auf die sicher zu rechnen wäre, gibt es nicht. So wie die neueren Forschungen der Afrikareisenden ergeben haben, dass die Sahara nicht ein einziges einförmiges Sandmeer ist, sondern die mannigfaltigsten Bodenverhältnisse mit Gebirgen und Thälern aufzuweisen hat, so haben diese auch ergeben, dass jene Bergländer besser befeuchtet werden, als die flache Wüste und in Folge davon eine reichlichere Vegetation aufzuweisen haben.

Was die Temperatur betrifft, so haben wir aus der Sahara selbst keine Messungen, aus welchen sich Jahresmittel ableiten liessen. Im Sommer gehört das ganze Gebiet unstreitig zu den heissesten Stellen der Erde, die es überhaupt gibt. In der Oase Kauar (19⁰ nördl. Br.) fand Rohlfs die Mittelwärme des Mai, um welche Zeit die Sonne culminirt, 29·5⁰, das Maximum der Wärme war 42·4, die Luftfeuchtigkeit nur 28%; der Wüstensand erhitzt sich in der Sonne auf 50—60⁰.

Die Wüste geht ziemlich allmälig durch Steppen in das üppige Waldgebiet des äquatorialen Afrika über. Die Nordgrenze der tropischen Regenzeiten ist unter verschiedenen Längen verschieden, vielleicht kann man sie durchschnittlich bei 14⁰ n. Br. annehmen. Während an diesem Nordrande, ebenso wie am Südrande auf der südlichen Halbkugel, wo sich aber die Grenze noch weniger scharf angeben lässt, während des tiefsten Sonnenstandes ebenfalls noch eine längere Trockenzeit eintritt, haben die näheren Umgebungen des Aequators Regen das ganze Jahr hindurch. In dieser Region liegen die grossen Binnenseen Inner-Afrikas und die Quellgebiete der grossen Ströme: des Nil, des Congo und Zambesi. Die Windverhältnisse sind im Ganzen einfach, indem der nördliche Theil in das Gebiet des NO.-Passats, der südliche in das des SO.-Passats hineinreicht und am Aequator selbst ein windstiller Zwischengürtel anzunehmen ist. Nur für Senegambien und Guinea müssen wir bemerken, dass zur Zeit der grossen Erwärmung der Sahara im Sommer der nördlichen Hemisphäre eine Ablenkung des hier auf dem atlantischen Ocean über den Aequator hinübergreifenden SO.-Passates gegen das Land hin erzeugt wird, der als SW.-Monsun Senegambien und Guinea überweht und die Regenzeit bringt.

Mittlere Temperaturen.

Ort	Kuka	Christiansborg	Gondokoro	Zanzibar
Nördliche Breite	13° 10′ N.	5° 24′ N.	4° 44′ N.	6° 28′ S.
Seehöhe	1000′	—	2000′	—
Jahr	22·9°	21·5	22·7	21·2
Heissester Monat	26·8 April	22·8 April	26·3 Febr.	22·9 Febr.
Kältester Monat	17·7 Dec.	19·5 Aug.	20·2 Aug.	20·1 Juli

Regenmengen.

Christiansborg 128·2″ Par., Hauptregenmonate Mai, Juni, Juli; Freetown (Sierra Leone) 118·4″, Regenmonate Juni bis September; Zanzibar 110·0, Regenmonate April, Mai und October—December.

Im Norden des Caplandes und im Westen des östlichen Küstengebirges finden wir auf beiden Seiten des Wendekreises wieder ein kleines Seitenstück zur Sahara, das Wüstengebiet der Kalahari, die durch Steppenländer jenseits des 20. Breitegrades in das Waldgebiet des äquatorialen Afrika übergeht. Die Ursache der Regenlosigkeit dieses Gebietes beruht auf seiner Lage innerhalb der Zone des constanten Passates und in der Bodengestaltung, welche das centrale Becken der Kalahari gegen Osten durch ein höheres Randgebirge vom Meere abschliesst. Dieses Randgebirge, über welches der Passat hinüberzuwehen gezwungen ist, entzieht demselben seine Feuchtigkeit, die er hier als Seewind besitzt, und geniesst reiche Sommerregen, während die Ebenen an dem westlichen Fusse desselben aus demselben Grunde trocken sein müssen. Die Westküste des Namaqualandes, die durch einen kühlen antarktischen Meeresstrom bespült und erkaltet wird, hat in ihrer regenlosen Wüstennatur viele Aehnlichkeit mit der regenlosen peruanischen Westküste. Die Ostküste wird von einem warmen Meeresstrom, dem Mozambiquestrom, bespült. Das Klima der Kalahari scheint ziemlich excessiv zu sein, die Jahresschwankung der Wärme und besonders die Wärmedifferenzen zwischen Tag und Nacht sind beträchtlich. Eine eigentliche Regenzeit besteht hier nicht, der Sommer bringt einzelne heftige Gewitter.

Das Klima des Caplandes ist charakterisirt durch die Isothermen von 12—16° und eine Winterregenzeit, welche an der Westküste über den 30.° hinaufreicht, an der Ostküste aber schon früher in eine Sommerregenzeit übergeht. Die Regen nehmen landeinwärts in Bezug sowohl auf ihre Ergiebigkeit als auch auf ihre Regelmässigkeit ab. Gleich hinter den Küstengebirgen findet man schon die Hochsteppe Karroo, die nur im Winter und Frühlinge sich mit einer schnell vergänglichen aber blüthenreichen Vegetation bekleidet.

Im Sommer herrscht der SO.-Passat, im Winter wehen West- und NW.-Winde. Das Klima ist an der Küste sehr gemässigt, im Inneren kommen starke tägliche Temperaturschwankungen und bedeutende Unterschiede der Sommer- und Winterextreme vor. Die Luftfeuchtigkeit wird hier schon sehr gering, daher während der regenlosen Zeit die Vegetation vertrocknet. Das Jahresmittel der relativen Feuchtigkeit in der Capstadt beträgt 74%, der trockenste Monat der Februar hat 64%, im Innern, z. B. in Graaf Reinet, ist das Jahresmittel 56%, der trockenste Monat, der November, hat 50 Procent Feuchtigkeit.

Mittel-Temperaturen für das Capland und Natal.

Ort	Capstadt	Graaf Reinet	West-Somerset	Grahamstown	Natal
Südliche Breite	33° 56′	32° 18′	32° 4′	33° 13′	29° 50′
Seehöhe	—	2517	124	1750	—
Jahr	13·6	14·4	13·4	13·6	16·5
Januar	16·3	19·4	17·7	17·3	20·2
Juli	10·2	9·5	9·9	9·4	12·5

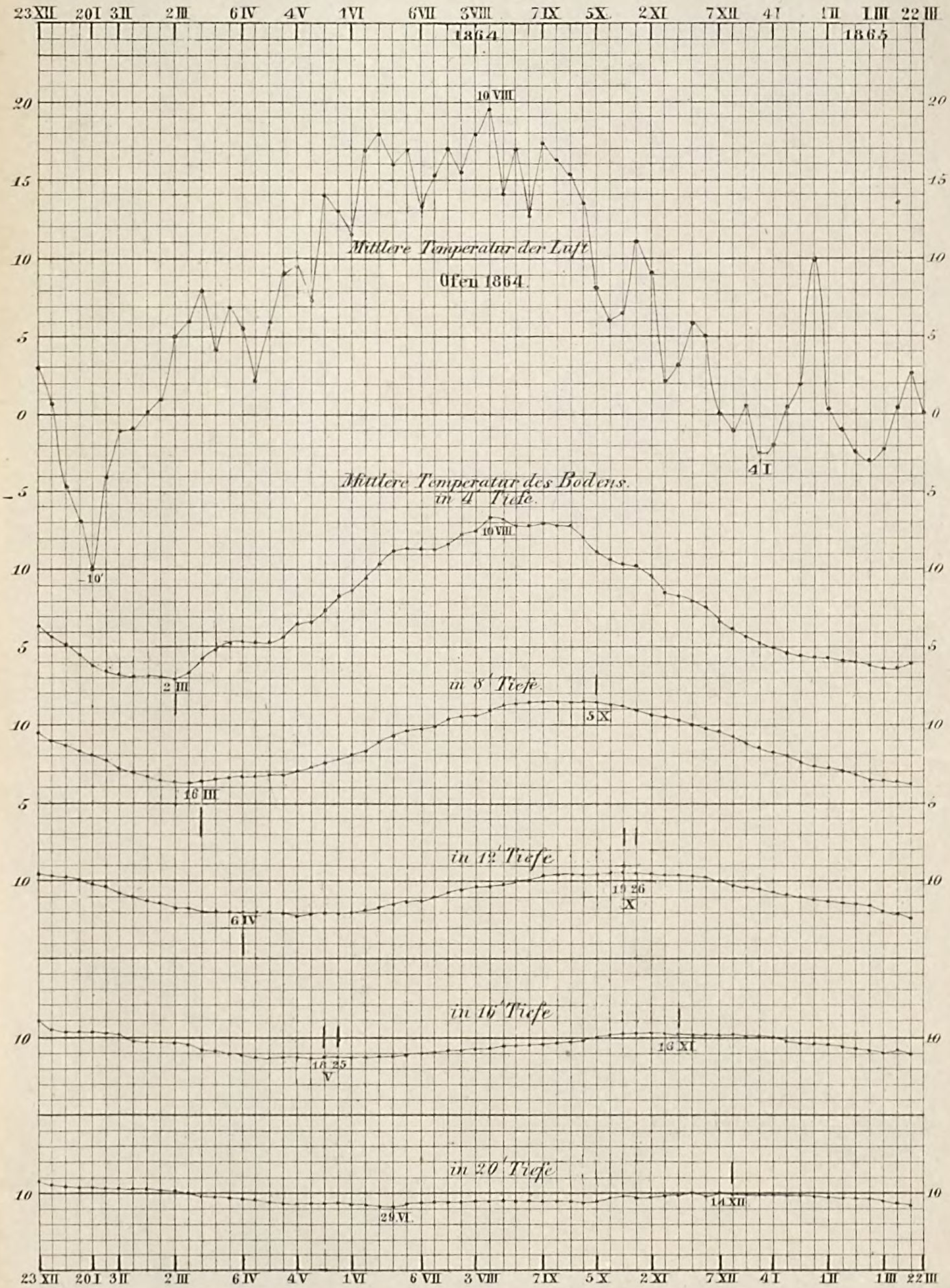
Regenmengen.

Ort	Capstadt	West-Somerset	Graaf Reinet	Grahamstown	Natal
Jahr	22·7	25·0	13·5	30·7	38·0
Winter	10·5	12·5	1·6	5·5	2·2
Sommer	1·8	1·5	4·9	9·2	7·6

An der Westküste sind wie an der Südküste die Winterregen sehr ausgeprägt, im Innern des Caplandes jedoch, und besonders an der Ostküste, erlangen die Sommerregen das Uebergewicht und hier besteht ebenso wie an den Ostküsten aller Continente kein Zwischengürtel mit Winterregen zwischen den Sommerregen der Tropen und jenen der gemässigten Zone.

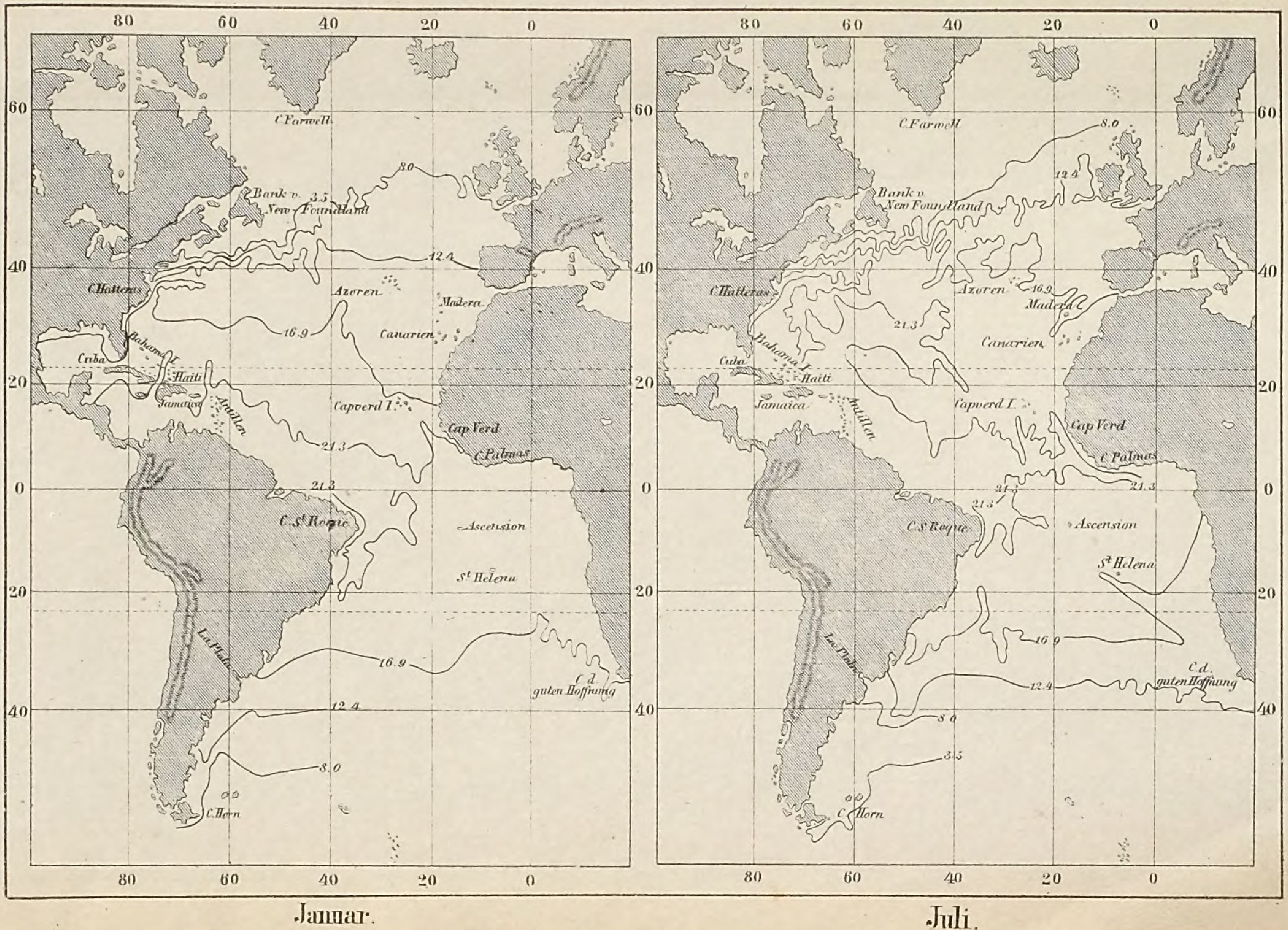
C. Ueberreuter'sche Buchdruckerei (M. Salzer).

JÄHRLICHER GANG DER WÄRME IN VERSCHIEDENER BODENTIEFE. *Taf 1.*



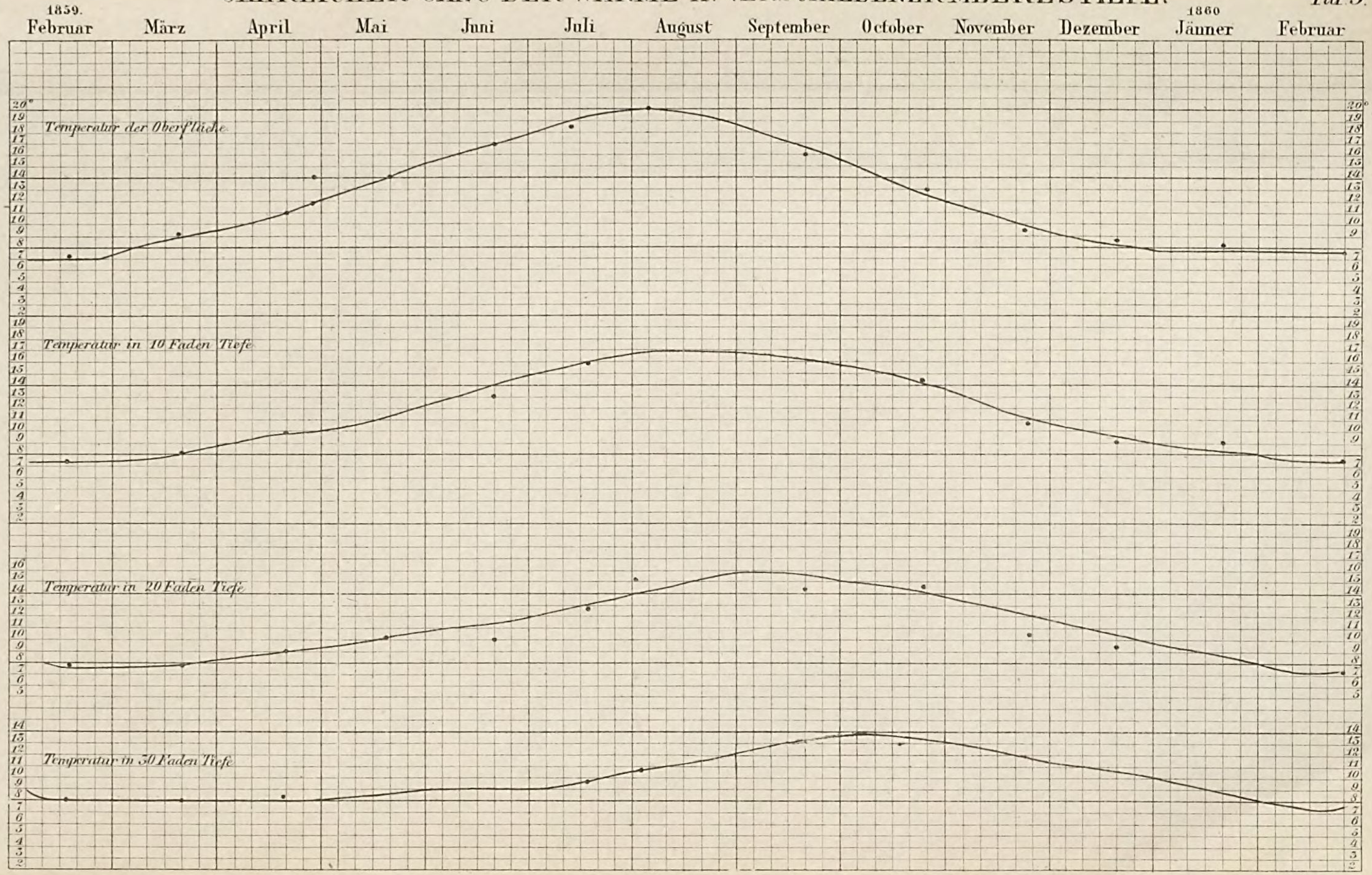
ISOTHERMEN DER MEERESOBERFLÄCHE.

Taf. 2.




JÄHRLICHER GANG DER WÄRME IN VERSCHIEDENER MEERESTIEFE.

Taf. 3.

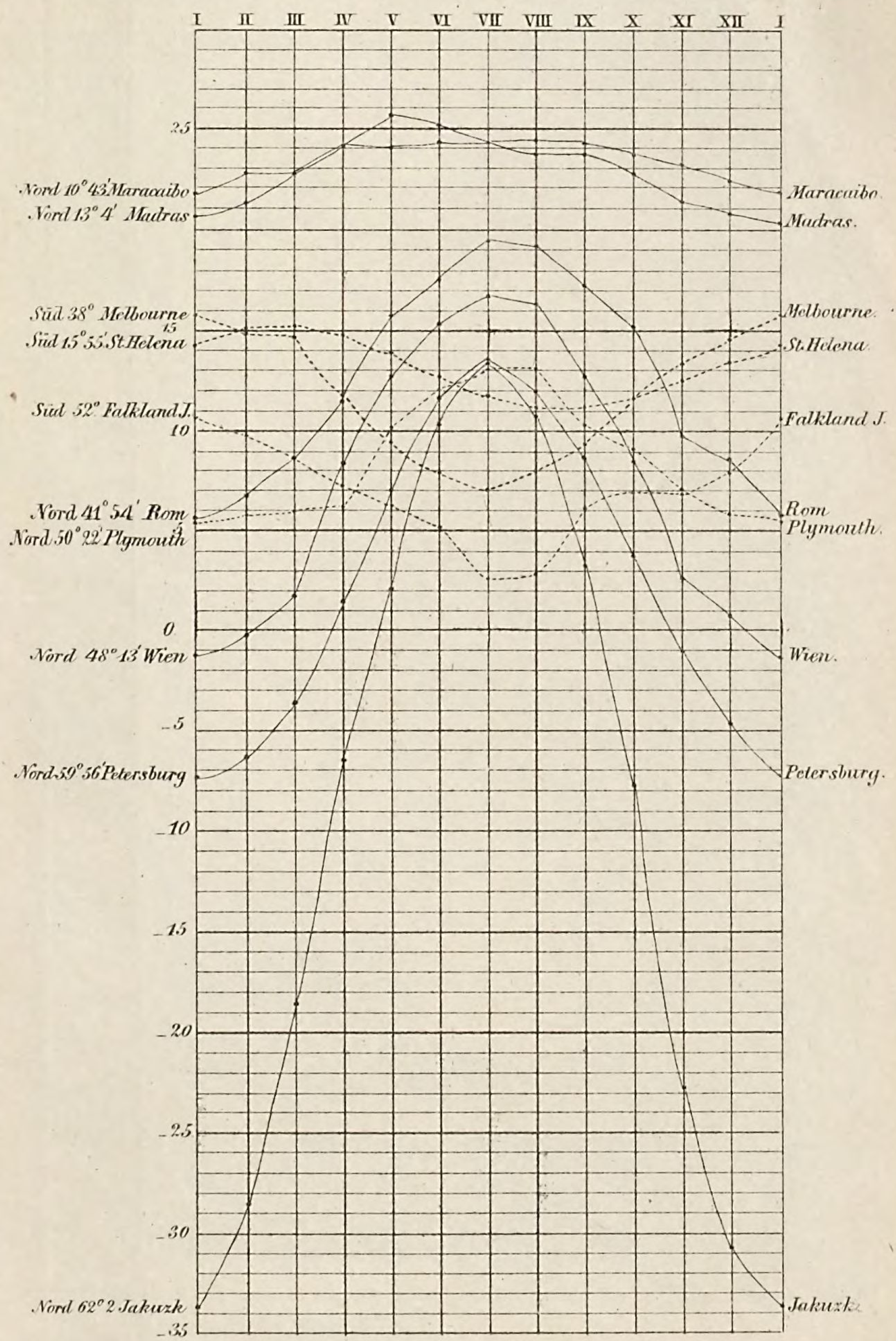


JÄHRLICHER GANG DER WÄRME UND DES LUFTDRUCKES ZU WIEN.

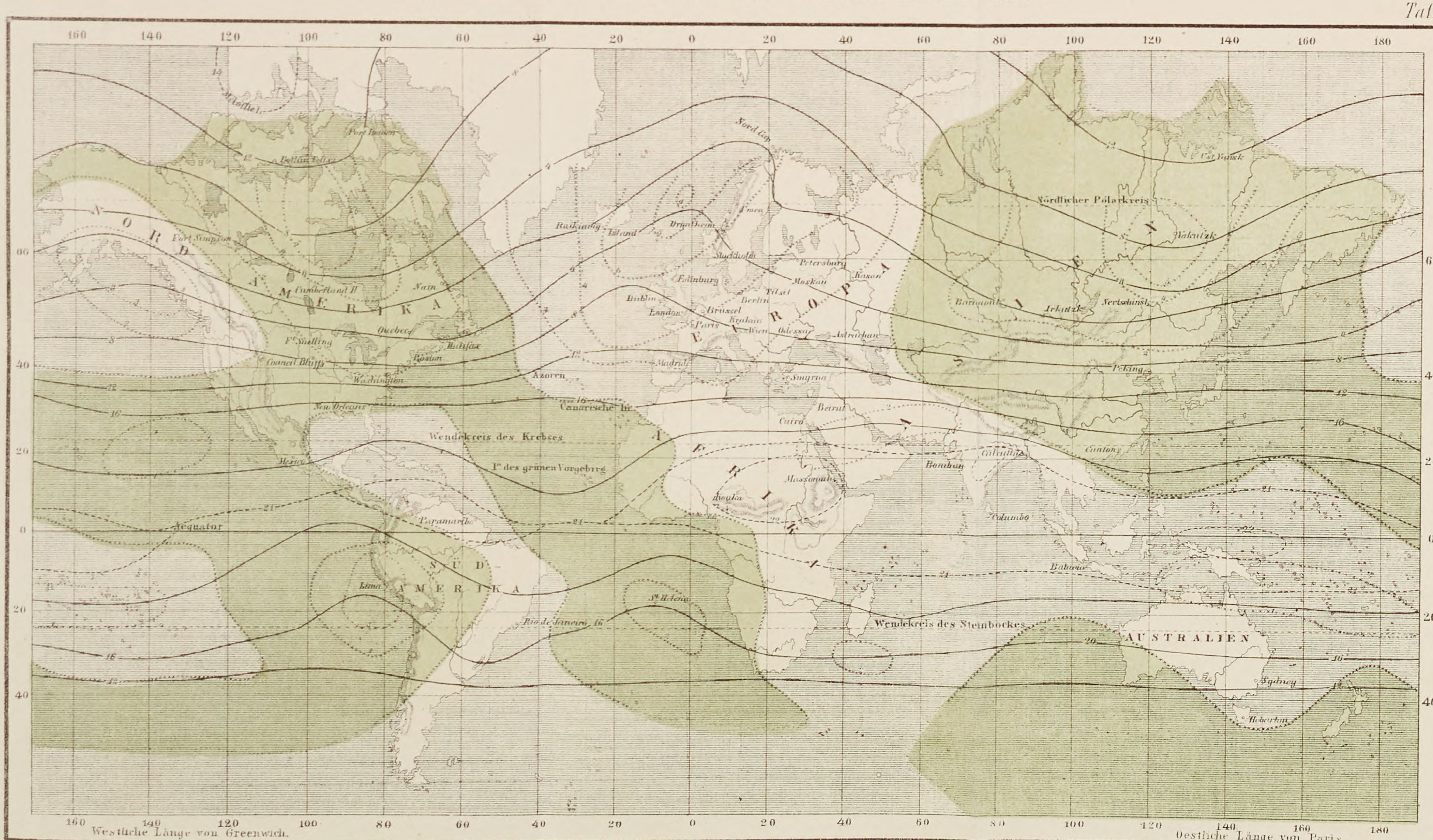
Taf. 4.



JÄHRLICHER GANG DER WÄRME IN VERSCHIEDEN. BREITEN. Taf. 5.



JAHRES-ISOTHERMEN UND THERMISCHE ISANOMALEN.

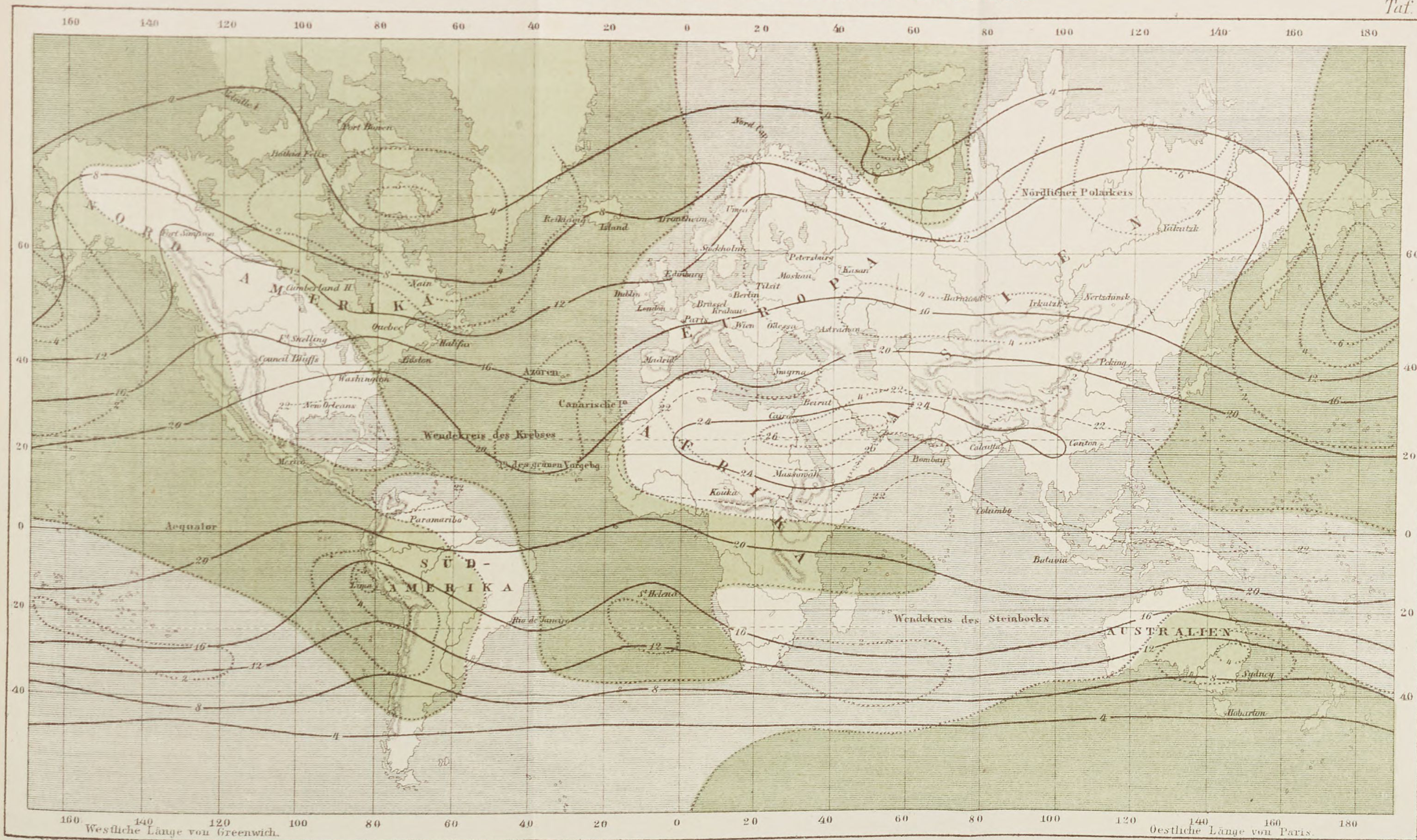


Druck v. Jos. Wagner.

——— Isothermen. ········ positive Isanomalen. ········ negative Isanomalen. - - - - - - thermische Maximal-Zone.

ISOTHERMEN UND THERMISCHE ISANOMALEN DES MONAT JULI.

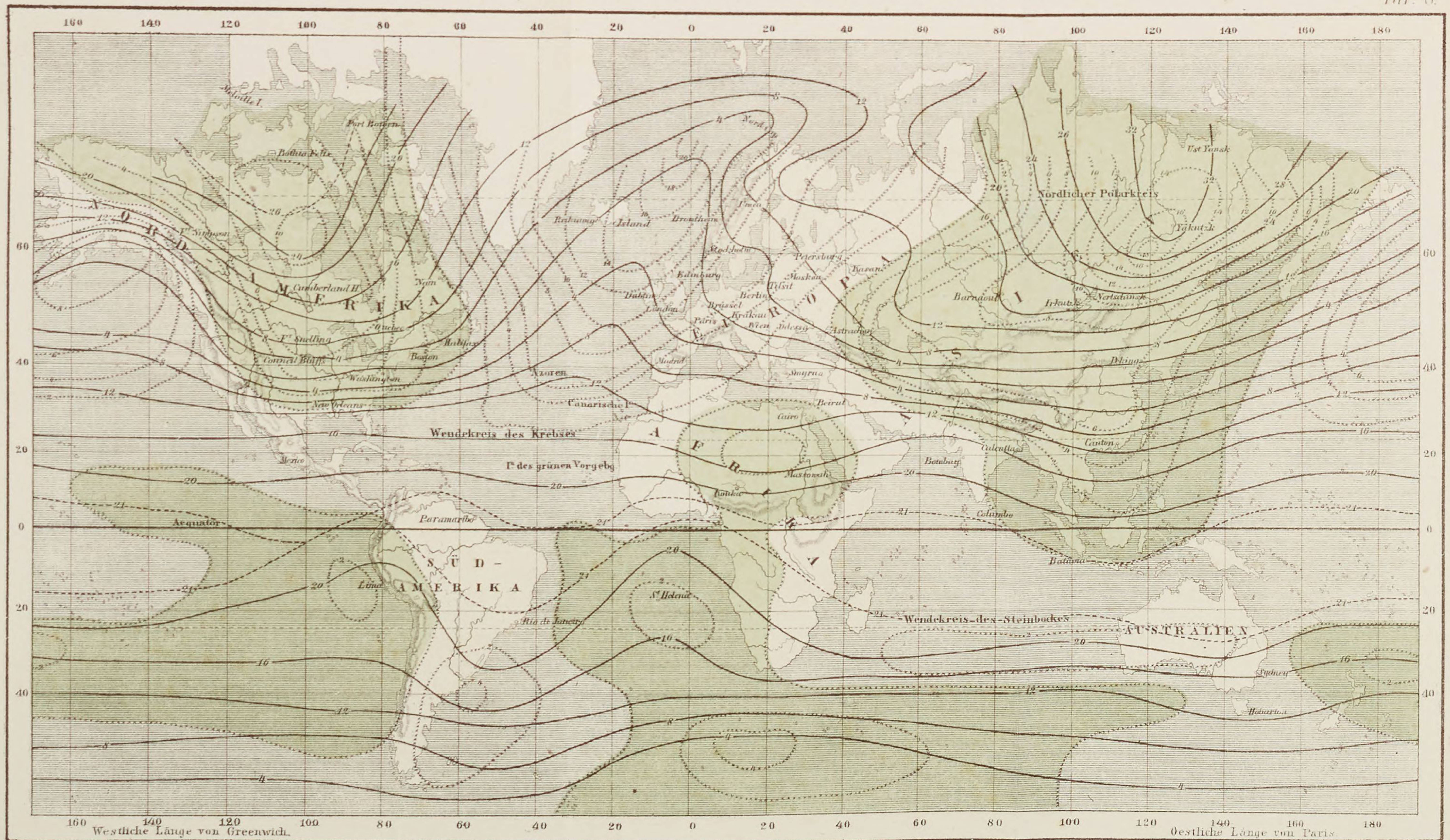
Taf. 7.



Isothermen. positive Isanomalen. negative Isanomalen. ------ thermische Maximal-Zone.

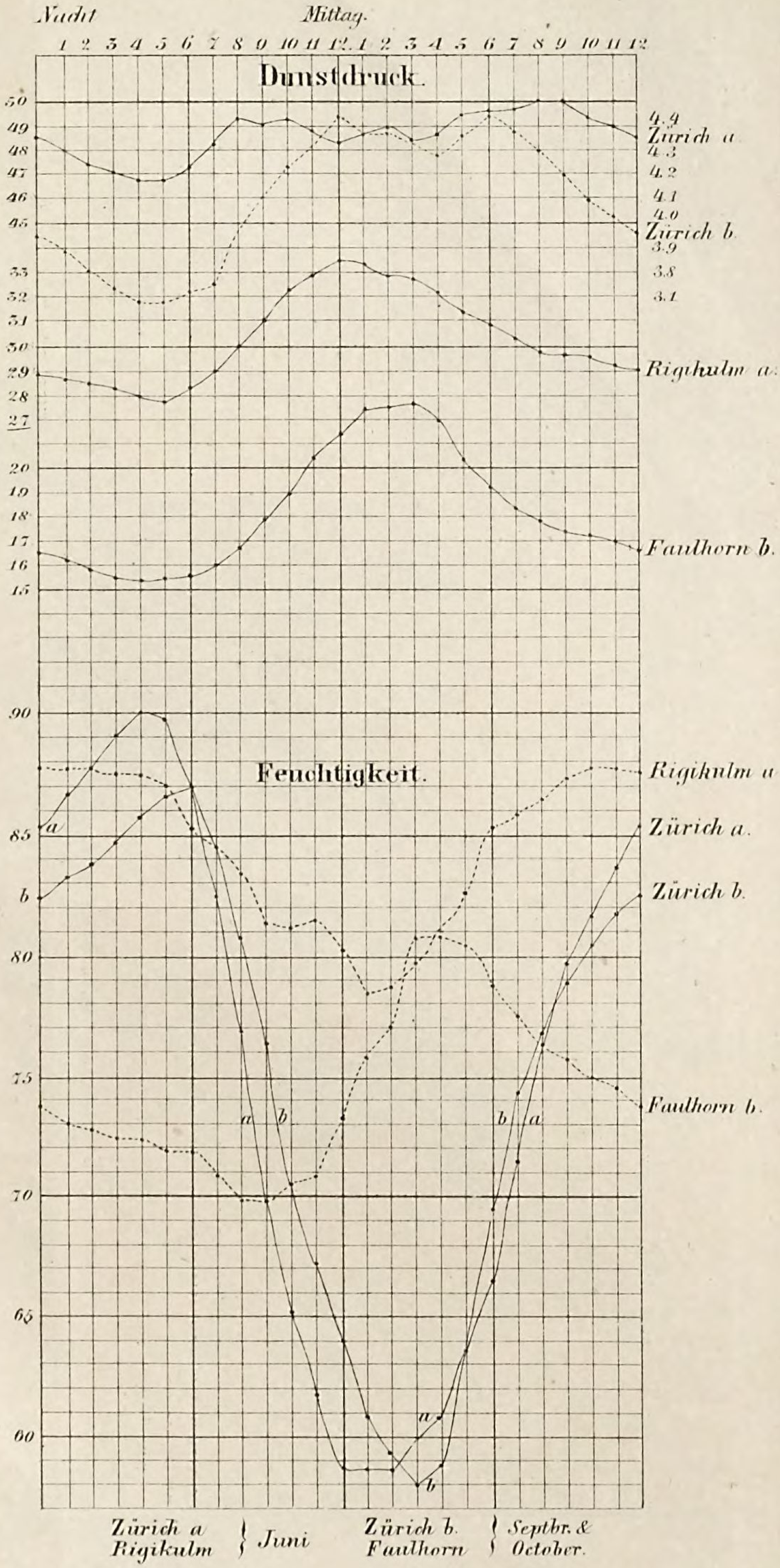
ISOTHERMEN UND THERMISCHE ISANOMALEN DES MONAT JANUAR.

Taf. 8.

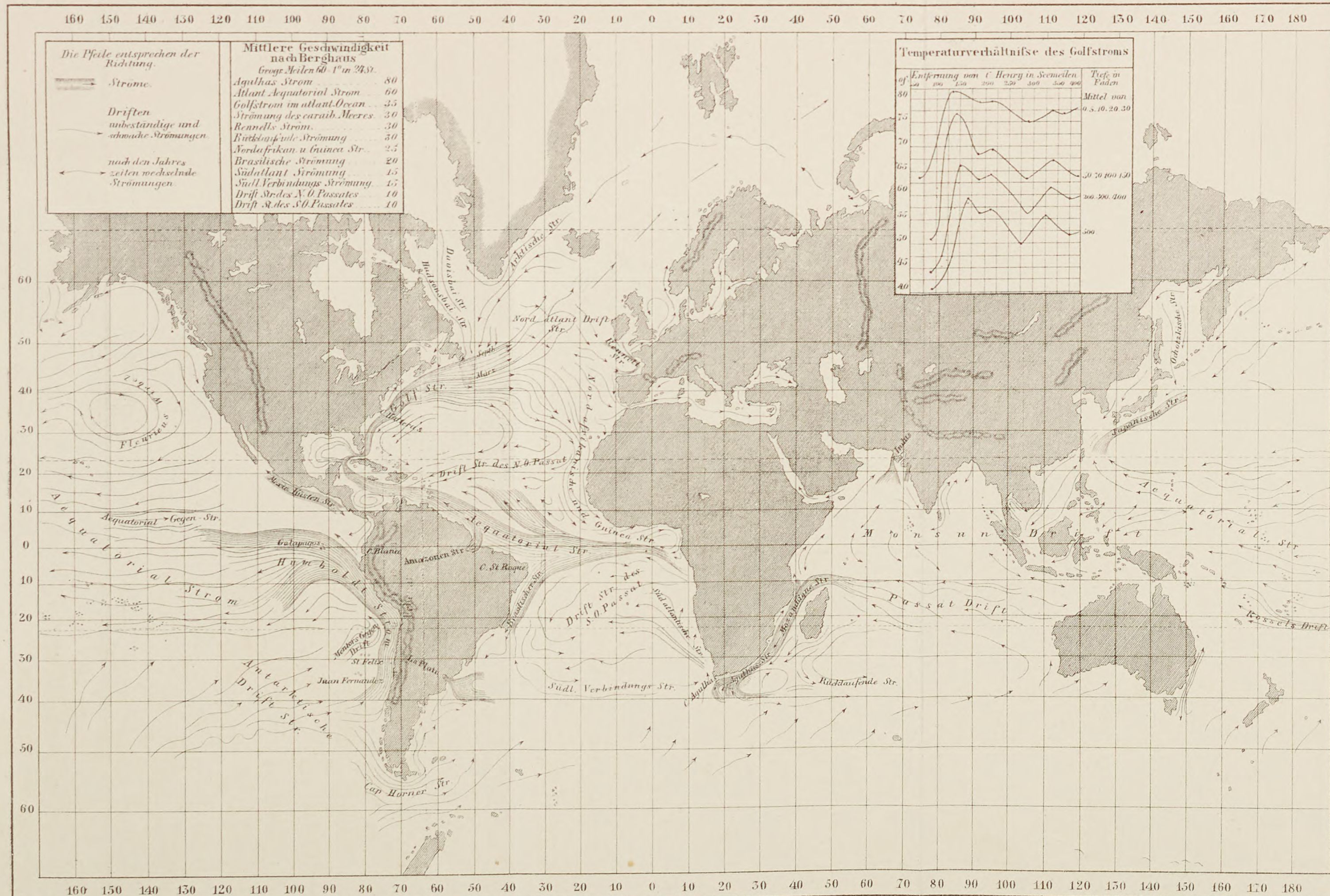


M. Fuhrmbacher lith. Druck v. Jos. Wagner.

—— Isothermen. ········ positive Isanomalen. ········ negative Isanomalen. - - - - - - thermische Maximal-Zone.


Nacht
Mittag.
Dunstdruck.
Zürich a
Zürich b.
Rigikulm a.
Faulhorn b.
Feuchtigkeit.
Rigikulm a
Zürich a.
Zürich b.
Faulhorn b.
Zürich a
Rigikulm
Juni
Zürich b.
Faulhorn
Septbr. &
October.

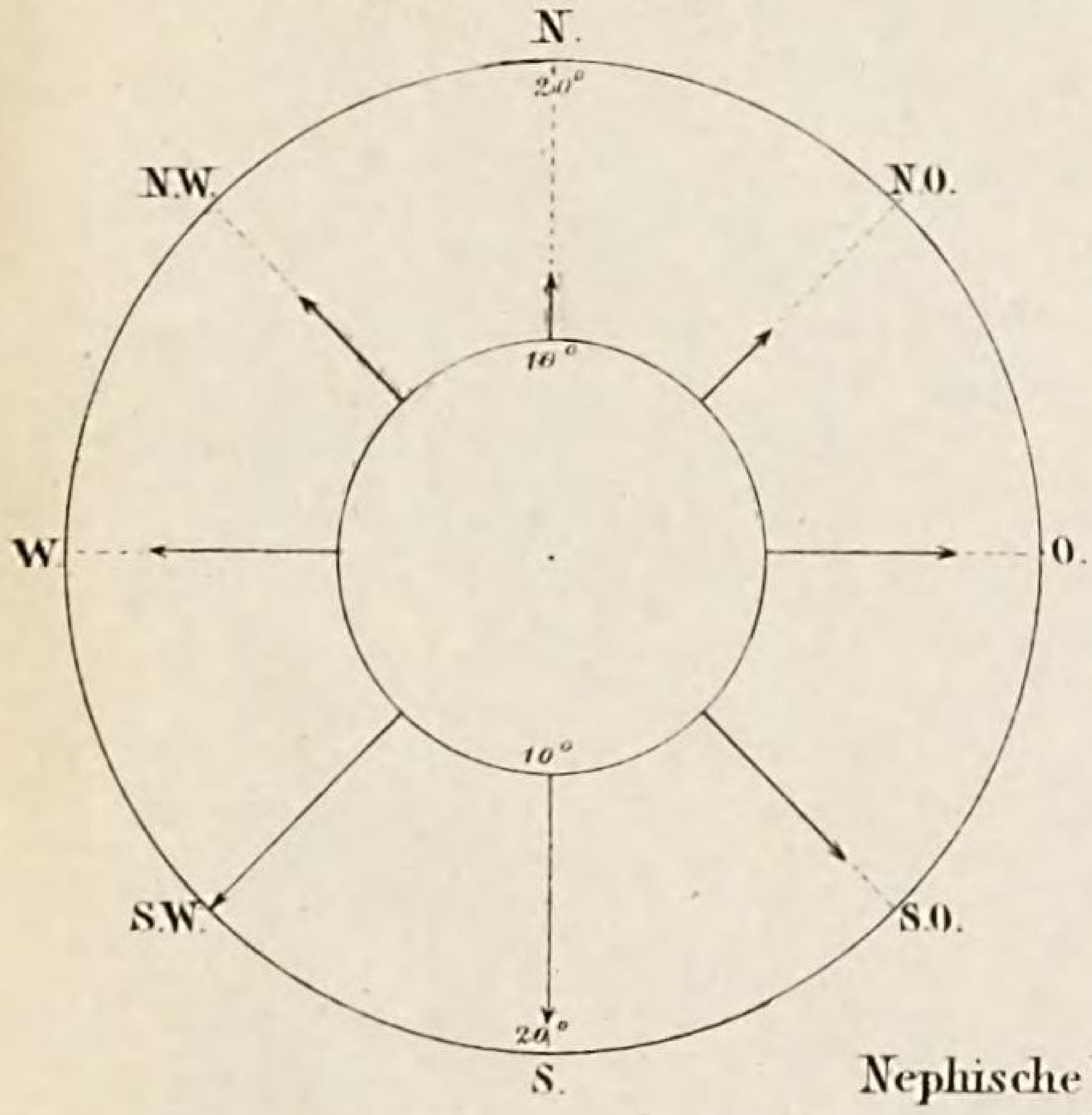
KARTE DER MEERESSTRÖME.



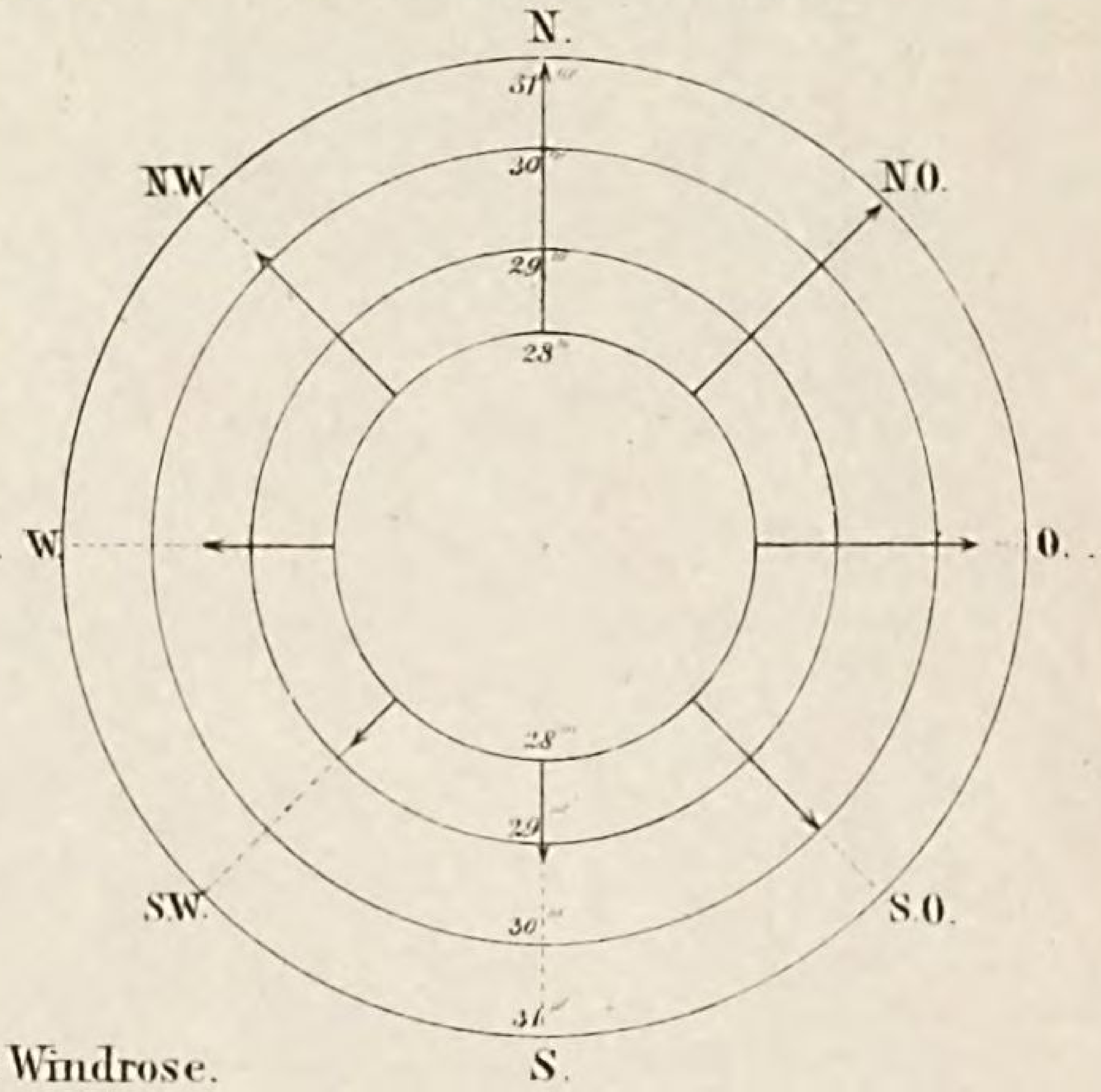
M. Fahrmbacher lith.
Druck von Jos. Wagner

KLIMATISCHE WINDROSE
für die Station
WIEN.

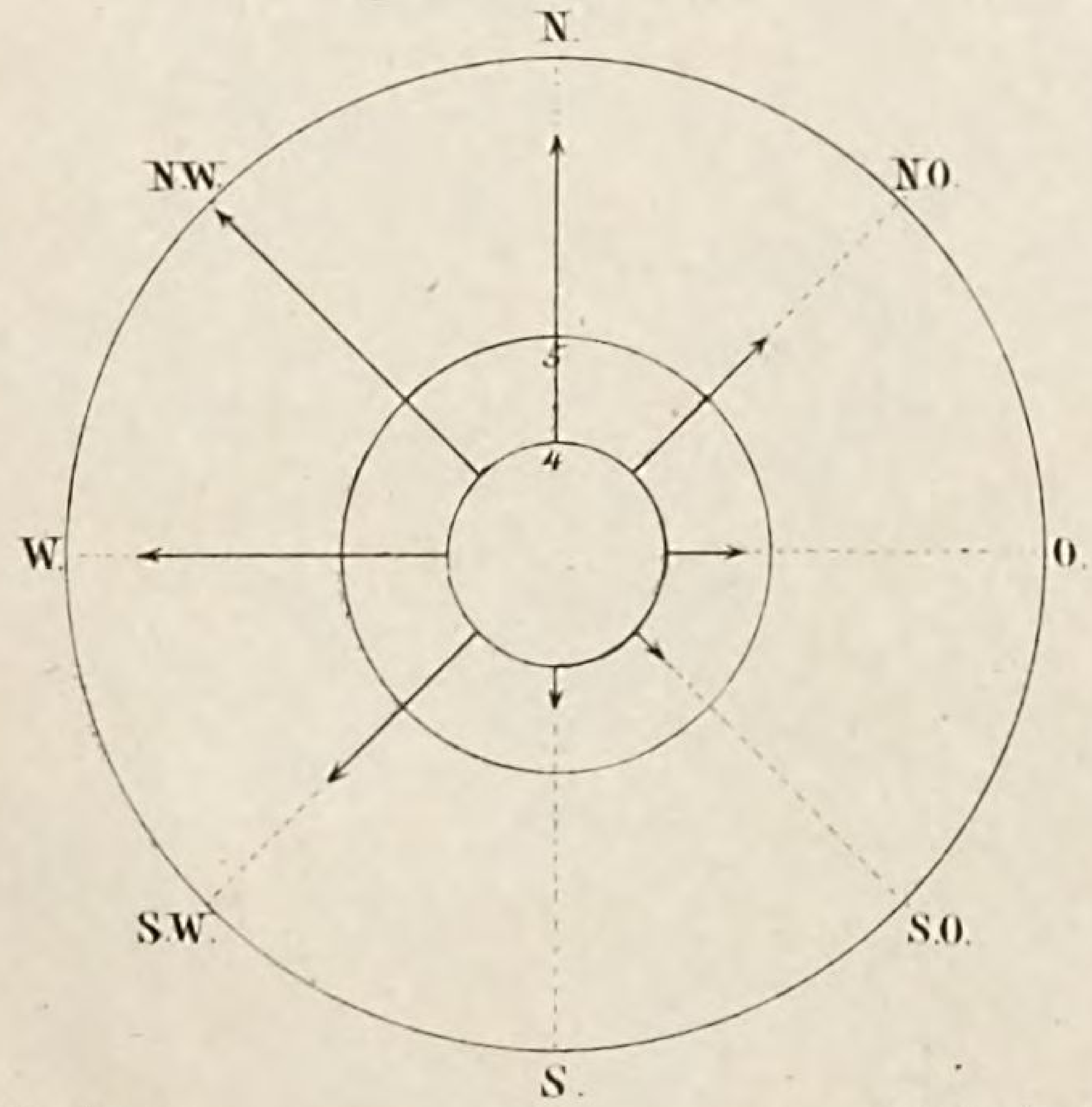
Thermische Windrose.



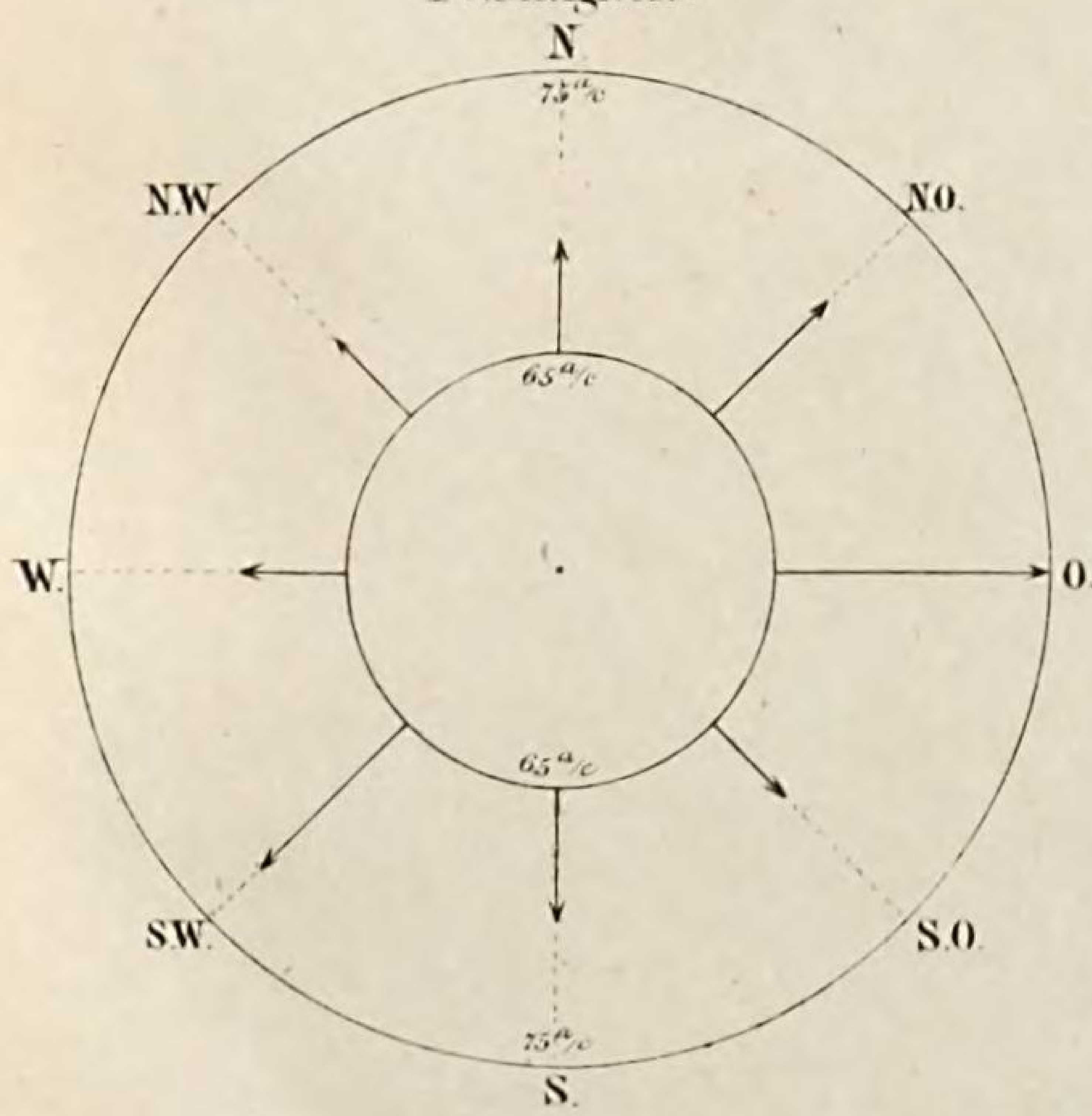
Barometrische Windrose.



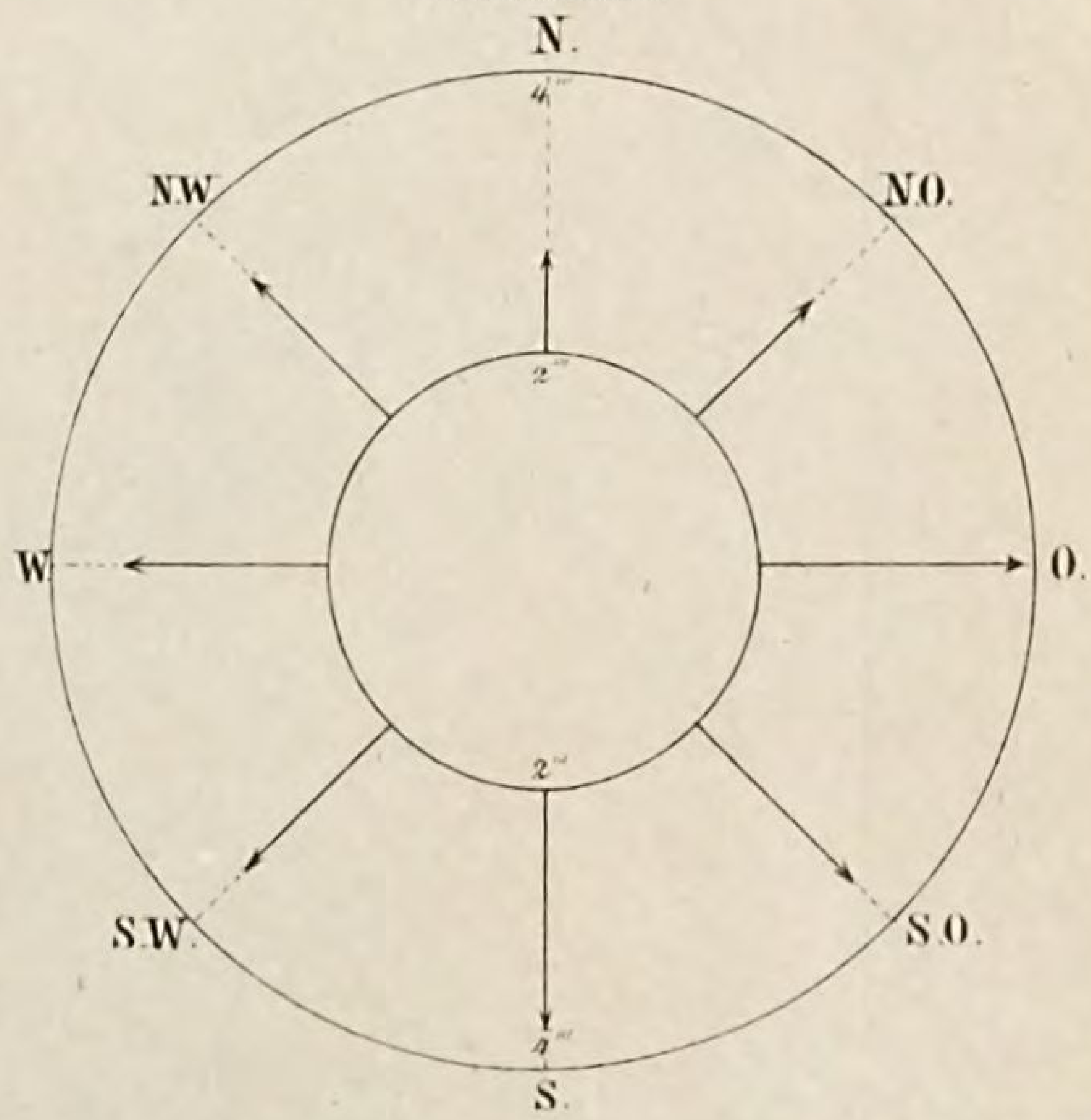
Nephische Windrose.



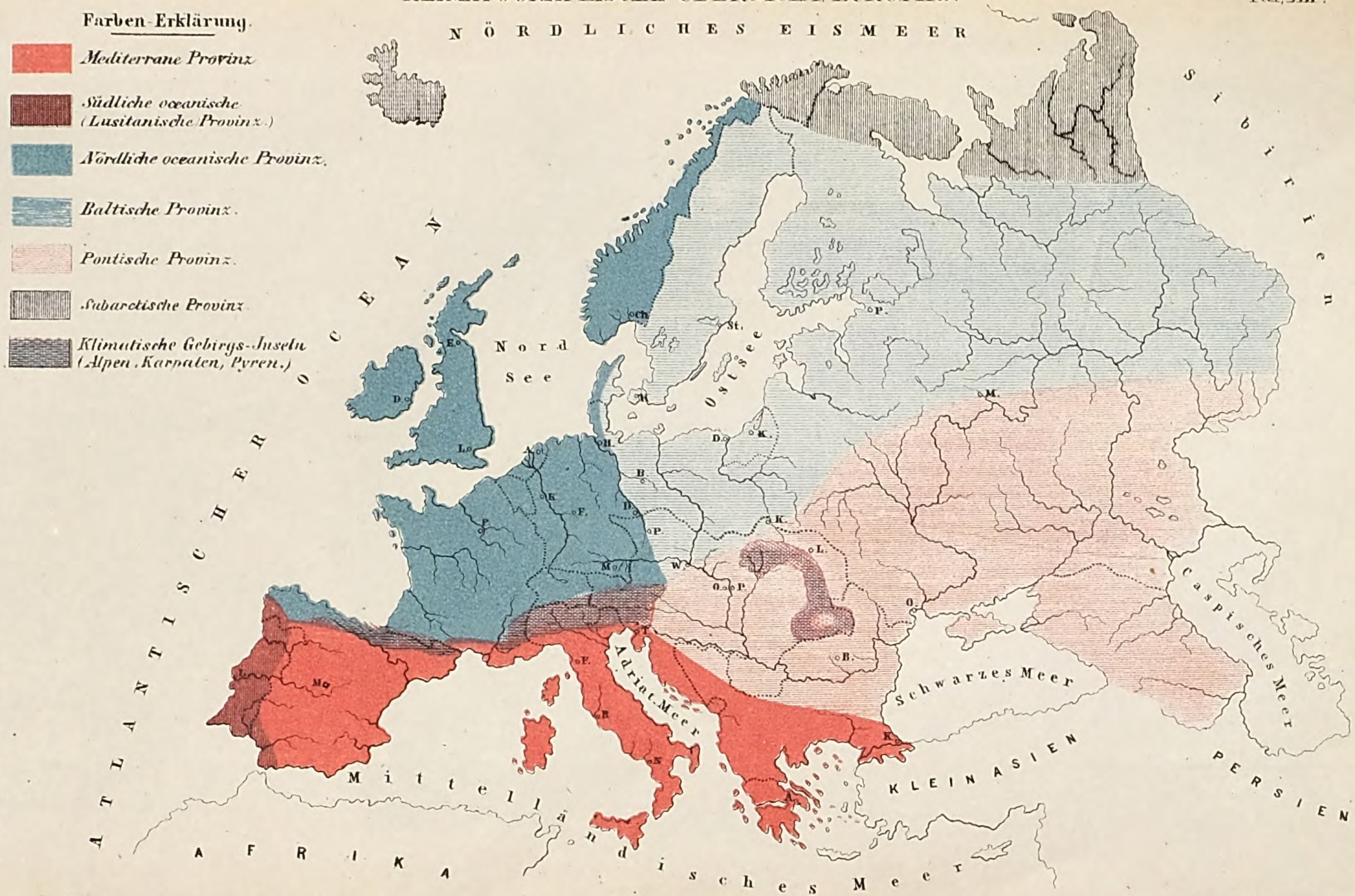
Atmische Windrose.
Feuchtigkeit.



Atmische Windrose.
Dunstdruck.



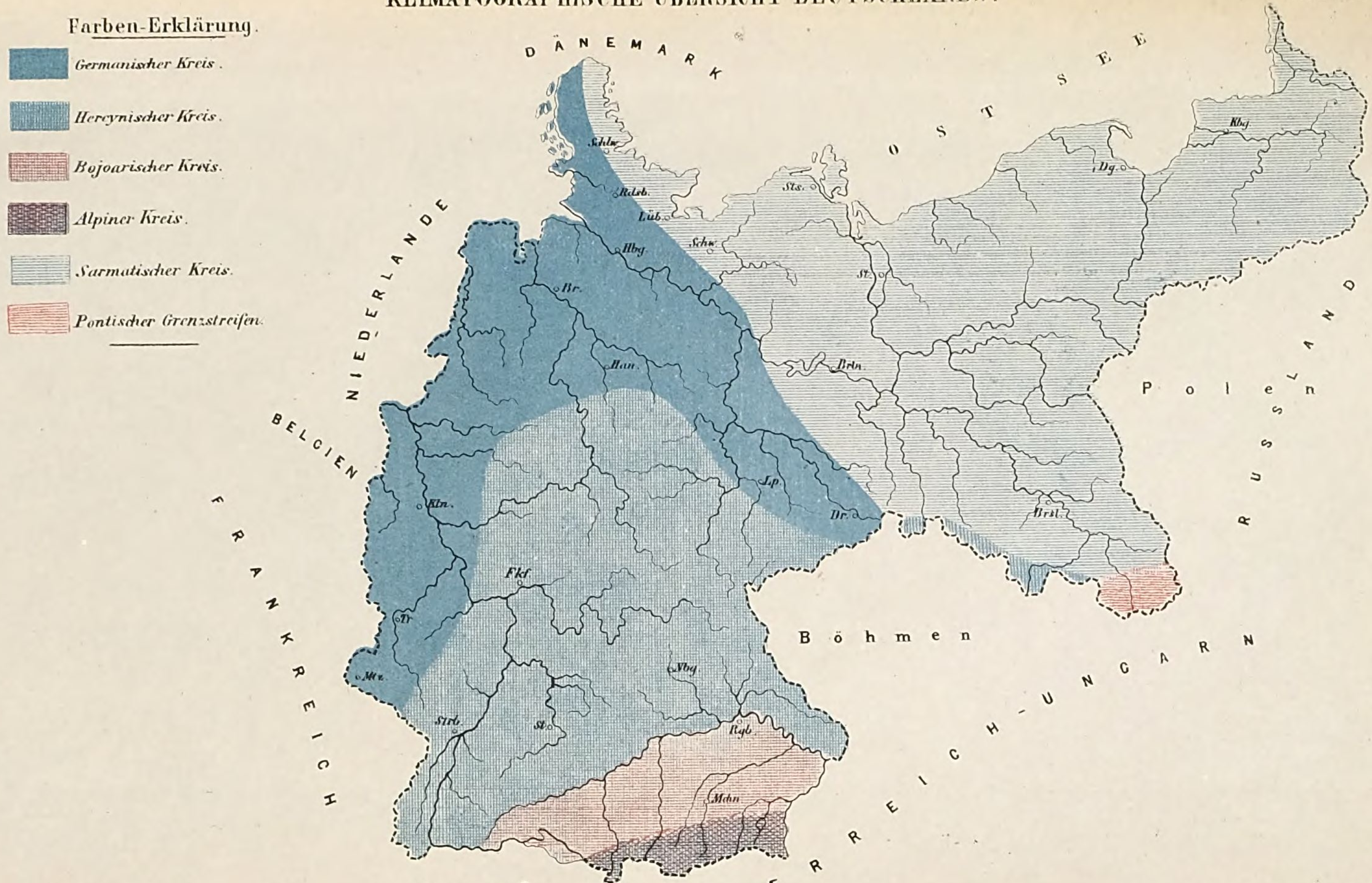
KLIMATOGRAPHISCHE ÜBERSICHT EUROPA'S.



M. Fahrmbacher lith.

Druck v. J. Wagner in Wien

KLIMATOGRAPHISCHE ÜBERSICHT DEUTSCHLANDS.

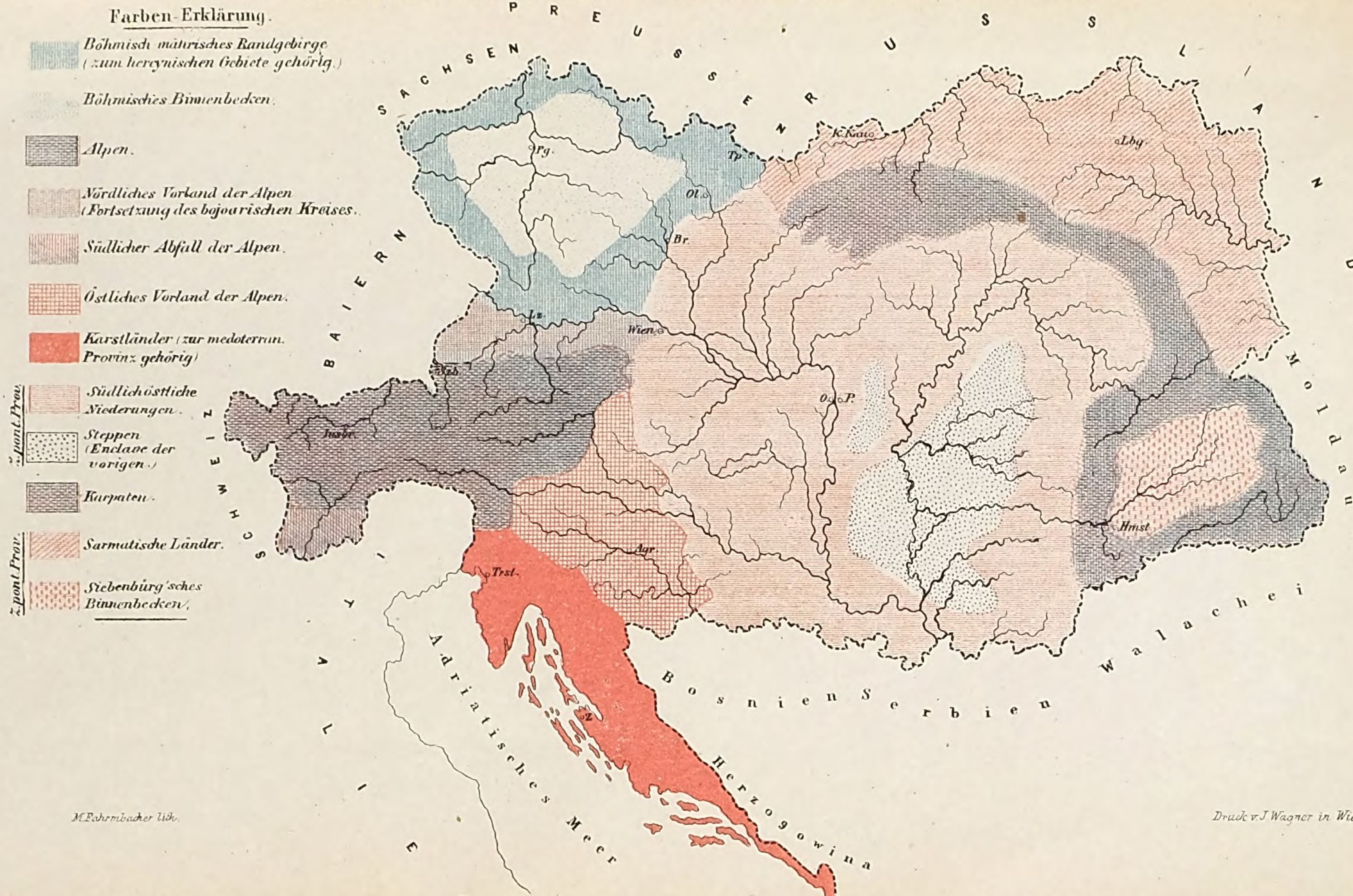


M. Fahrmbacher lith.

Druck v. J. Wagner in Wien.

KLIMATOGRAPHISCHE ÜBERSICHT DER ÖSTERREICHISCH-UNGARISCHEN LÄNDER.

Taf. XIV.



M. Fahrmbacher lith.

Druck v. J. Wagner in Wien.

Bayerische StaatsBibliothek
Münchener DigitalisierungsZentrum Digitale Bibliothek

Lorenz, Josef Roman,

Lehrbuch der Klimatologie mit besonderer Rücksicht auf Land- u. Forstwirthschaft

Wien 1874

Bamberg, Staatsbibliothek -- Met.o.42
urn:nbn:de:bvb:12-bsb11740938-9